

MÉMOIRES DE DEA
SCIENCES DE LA MER
OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE

1998

Variabilité de la structure thermique
de l'océan Pacifique tropical
au cours de la période 1979-1996

Fabien DURAND

MÉMOIRES DE DEA
SCIENCES DE LA MER
OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE

1998

Variabilité de la structure thermique
de l'océan Pacifique tropical
au cours de la période 1979-1996

Fabien DURAND



L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

CENTRE DE NOUMÉA

© ORSTOM, Nouméa, 1998

Durand, F.

Variabilité de la structure thermique de l'océan Pacifique tropical au cours de la période
1979-1996

Nouméa : ORSTOM. Juillet 1998. 60 p.
DEA : Sci. Mer ; Océanogr. Phys.

CLIMAT ; VARIATION INTERANNUELLE ; EL NINO ; ANALYSE DE DONNEES ; OCEAN ;
STRUCTURE THERMIQUE / ZONE TROPICALE ; PACIFIQUE

Imprimé par le Centre ORSTOM
Juillet 1998



REMERCIEMENTS

Je désire remercier très sincèrement Thierry Delcroix, mon directeur de stage. Sa remarquable pédagogie et sa disponibilité m'ont été précieuses pour mener à bien le stage qu'il m'a proposé.

J'adresse également mes remerciements à François Masia et à tous les autres membres du Laboratoire d'Océanographie Physique pour leur aide au quotidien.

RESUME

A l'échelle interannuelle, la variabilité climatique de l'Océan Pacifique tropical est dominée par le phénomène ENSO (El Niño - Southern Oscillation), lourd de conséquences du point de vue socio-économique. Ce rapport présente une étude de la variabilité de la structure thermique du Pacifique tropical au cours de la période 1979-1996 comprenant plusieurs événements El Niño et La Niña. Il se fonde principalement sur des données XBT (eXpendable Bathy Thermograph), ainsi que sur les données issues des mouillages TAO (Tropical Atmosphere Ocean Array) et des mesures CTD (Conductivity Temperature Depth) de nombreuses campagnes océanographiques. Toutes ces données ont subi un traitement par analyse objective, ce qui nous a permis de disposer d'une grille régulière de valeurs et d'erreur associée. La moyenne climatologique de la structure thermique et la variabilité du système autour de cet état moyen, à la fois pour le signal saisonnier et pour le signal interannuel ENSO, ont été successivement décrites et analysées. En ce qui concerne le signal interannuel, nos données sont confrontées aux théories d'ENSO existantes, dans la mesure où la couverture spatiale et la résolution temporelle de nos observations nous le permettent. Nous notons un bon accord avec la théorie du "build-up" pour les El Niño de 1982-1983 et 1986-1987, mais la théorie est prise en défaut lors d'El Niño 1993. La théorie de l'oscillateur retardé et le concept advectif-réfectif mettent en jeu des ondes équatoriales que notre pas d'échantillonnage temporel ne nous permet pas de visualiser individuellement ; néanmoins, leur signature globale est cohérente avec le champ de variabilité que l'on observe. Le "slow mode SST" est consistant avec nos observations sur la période 1993-1995 uniquement. Enfin, une bonne consistance avec le concept du circuit de progression des anomalies autour du Pacifique tropical Nord est démontrée sur la période 1982-1989, mais pas sur la période 1990-1996. Un calcul de corrélation avec retard sur l'ensemble de la période d'étude nous permet de préciser les caractéristiques spatiales et temporelles de cette progression.

ABSTRACT

At the interannual time scale, climatic variability of tropical Pacific Ocean is dominated by ENSO (El Niño - Southern Oscillation), which has significant effects on society and economy. This report presents a study of thermal structure variability of the tropical Pacific between 1979 and 1996, a period covering several El Niño and La Niña events. It is based mainly on XBT (eXpendable Bathy Thermograph) data, and uses also measurements from TAO (Tropical Atmosphere Ocean Array) moorings and CTD (Conductivity Temperature Depth) measurements collected during numerous research cruises. The gridding procedure consists of an objective analysis, resulting in a grid of values and a grid of errors. Climatological mean of thermal structure, seasonal and interannual variability are described and analysed. Concerning ENSO related variations, our observations are collated with existing theories, to the extent of the spatial coverage and temporal resolution of the data. A good consistency is found with the build-up theory during the 1982-1983 El Niño and 1986-1987 El Niño, but not during the 1993 El Niño. The delayed oscillator theory and the advective-reflective conceptual model involve equatorial waves ; our temporal resolution does not allow us to observe them individually ; nevertheless, their global signature is consistent with the observed variability. The "Slow Mode SST" is consistent with our data only between 1993 and 1995. Eventually, the concept of the continuous circuit of propagation of anomalies around the northern tropical Pacific is addressed ; we find a good agreement with our data between 1982 and 1989, but not between 1990 and 1996. A time-lag correlation analysis on the whole period is presented, which allows us to specify spatial and temporal features of this circuit.

SOMMAIRE

I. INTRODUCTION	1
II. DONNEES ET METHODES	7
II.1. Données	7
II.2. Méthodes	10
III. SITUATION MOYENNE	12
III.1. Températures moyennes	12
III.1.1. Température de surface	12
III.1.2. Structure en subsurface	14
III.1.3. Courants géostrophiques associés	14
III.2. Variabilité de la structure moyenne	18
IV. VARIABILITE SAISONNIERE	20
V. SIGNAL ENSO	25
V.1. Contexte général	25
V.2. Observations et Théories	25
V.2.1. Le "build-up"	27
V.2.2. L'oscillateur retardé, le modèle advectif-réfectif	29
V.2.3. Le "Slow mode SST"	31
V.2.4. Le circuit	33
VI. CONCLUSION	53
BIBLIOGRAPHIE	57

I. INTRODUCTION

L'Océan Pacifique tropical a une structure thermique caractéristique, avec la présence de la langue froide associée à l'upwelling équatorial à l'Est du bassin et un vaste réservoir d'eaux chaudes dans la partie Ouest. Ce réservoir (appelé "Warm Pool" en anglais) présente des températures de surface moyennes supérieures à 28-29°C (Fig. 1). Cette Warm Pool a un rôle climatique fondamental au niveau global : elle constitue en effet la source chaude et le volant thermique régulateur du système climatique océan-atmosphère. La circulation atmosphérique associée s'organise en une cellule zonale appelée cellule de Walker, avec des vents alizés dans les basses couches, une ascendance convective de grande échelle au-dessus de la Warm Pool, et un retour par la subsidence à l'Est du bassin. Comme dans tous les océans tropicaux, la structure thermique verticale est caractérisée par la présence d'une zone à fort gradient vertical appelée thermocline, qui sépare les eaux chaudes en surface des eaux profondes beaucoup plus froides. La profondeur de cette thermocline varie : dans le Pacifique, elle est beaucoup plus profonde dans l'Ouest que dans l'Est du bassin.

Le système océan-atmosphère présente une variabilité autour de cette situation "moyenne" (Fig. 2). A l'échelle interannuelle, il s'agit du phénomène El Niño-Oscillation Australe (El Niño-Southern Oscillation ou ENSO). Les événements El Niño surviennent quasi-périodiquement à des intervalles variant entre 2 et 7 ans, la période moyenne étant de 3-4 ans. La durée d'un événement est de l'ordre de 12 à 18 mois. Pendant un El Niño, les vents alizés faiblissent et la Warm Pool se déplace vers l'Est du bassin. La surface de l'océan présente des anomalies chaudes des côtes de l'Amérique du Sud jusqu'à l'Ouest de la ligne de changement de date. Dans l'atmosphère, la zone de forte activité convective accompagne le réservoir d'eaux chaudes dans son déplacement vers l'Est. Cela produit des conditions de sécheresse au Nord de l'Australie, en Indonésie et aux Philippines. Au contraire, on observe des excès de précipitations dans les îles du Pacifique central et le long de la côte Ouest de l'Amérique du Sud. Le signal ENSO est le plus sensible dans le Pacifique tropical. Néanmoins, son impact est global.

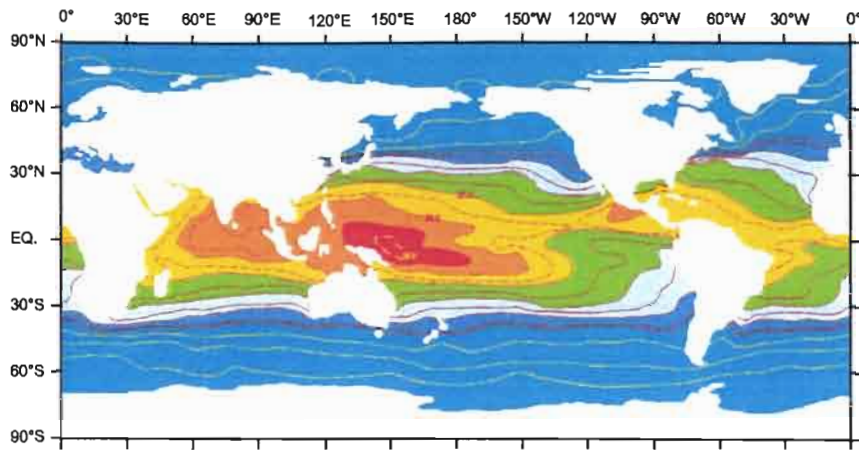
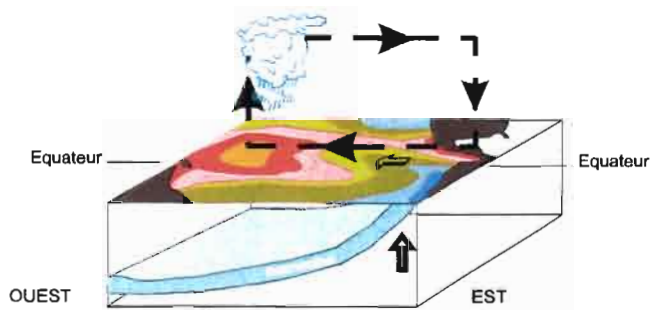


Fig. 1. Distribution spatiale de la température de surface dans l'océan mondial; seule la région tropicale comporte une gamme de couleur spécifique (d'après Levitus 1994).

Moyenne Climatologique



El Niño

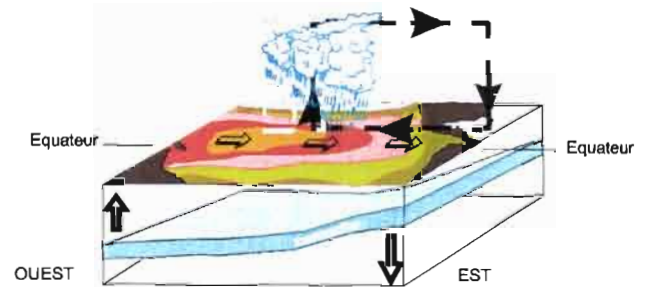


Fig. 2. Vue schématique de L'Océan Pacifique tropical en moyenne climatologique et pendant des conditions El Niño.

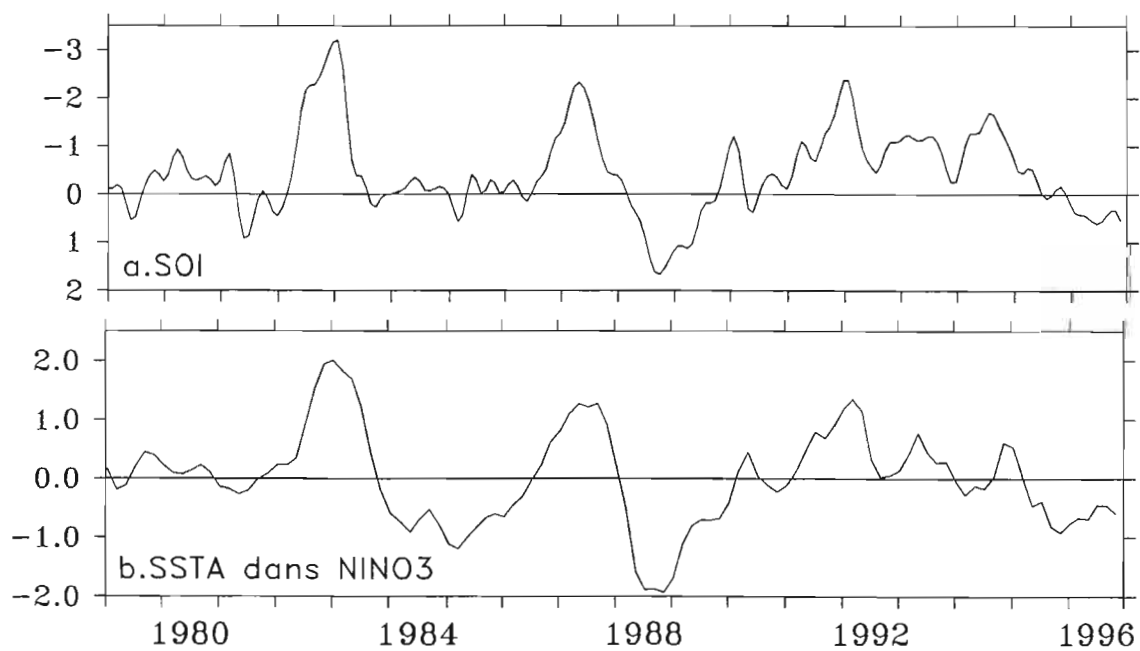


Fig. 3 (a,b). Variations temporelles de (a) l'indice d'oscillation australe et (b) de l'anomalie de température de surface dans la boîte NINO3.

Par le biais de l'atmosphère, des téléconnexions se produisent vers les autres océans tropicaux, mais aussi vers les régions extra-tropicales.

La situation du système climatique dans ce "cycle" d'oscillation interannuelle peut être représentée de façon commode par des indices quantitatifs, atmosphériques ou océaniques. Ainsi, l'indice atmosphérique SOI (Southern Oscillation Index) est calculé comme la différence normalisée de pression atmosphérique au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin (Fig. 3.a). De même, l'indice "SSTA dans NINO3" (Fig. 3.b) est la moyenne de l'anomalie de température océanique de surface dans la boîte appelée NINO3 et définie par les limites $[5^{\circ}\text{N}, 5^{\circ}\text{S}] \times [150^{\circ}\text{W}, 90^{\circ}\text{W}]$. Il est représentatif de la structure thermique de surface de l'Océan Pacifique équatorial Est.

Ces deux indices sont très bien corrélés à l'échelle interannuelle. Ils permettent de déterminer simplement l'historique du système couplé océan-atmosphère. On observe que lorsque l'indice SOI est négatif, la SSTA dans NINO3 est élevée, et vice-versa. Cela s'interprète simplement : lorsque la SOI est négative, les alizés sont faibles voire renversés, on est en situation El Niño. De même, lorsque la SSTA dans NINO3 est élevée, les eaux de surface sont chaudes à l'Est : cela correspond encore à la situation El Niño. A l'inverse, on observe des phases pendant lesquelles la SOI est négative et la SSTA dans NINO3 est faible : par analogie, on donne à ces phases le nom d' "anti-El Niño" ou "La Niña". Sur la période qui nous intéresse, on observe (Fig. 3 a-b) des événements El Niño en 1982-83, 1987, 1991-92 , 1993 et 1994. Les événements La Niña sont eux visibles en 1984-85, 1988 et 1996. Il faut noter que certains événements ne sont pas visibles sur les deux indices. Ainsi, La Niña 1984-85 n'apparaît pas sur la SOI.

La première étude suggérant l'Oscillation Australe fut faite par Hildebrandsson qui, en 1897, remarqua que les fluctuations de la pression atmosphérique à Sydney sont en opposition de phase avec celles à Buenos Aires. Au début du siècle, Walker [1923] introduit le nom d'Oscillation Australe pour désigner ces fluctuations. Il souligne que

cette oscillation est associée à des changements majeurs des champs de précipitations et de vent sur les Océans Indien et Pacifique tropicaux. Depuis les travaux de Bjerknes (1966,1969), on sait que c'est l'interaction entre l'océan et l'atmosphère qui est au cœur du phénomène ENSO.

Il existe actuellement plusieurs théories d'ENSO que nous détaillerons par la suite. Leur pertinence est encore aujourd'hui au cœur du débat scientifique ; ceci est dû en partie à la faible couverture des observations disponibles pour les confronter, en dépit des progrès réalisés avec les réseaux d'observation et les modèles numériques.

Compte tenu de l'impact socio-économique d'ENSO et de la nécessité de comprendre le signal majeur pour la recherche stricto sensu, un programme international appelé TOGA (Tropical Ocean - Global Atmosphere) a impliqué la communauté scientifique internationale dans l'étude d'ENSO entre 1985 et 1994.

Ses objectifs furent les suivants :

- décrire le système océans tropicaux - atmosphère globale ; est-il prévisible à l'échelle de quelques mois à quelques années ?
- étudier la faisabilité de la modélisation du système couplé océan - atmosphère, dans le but de prédire ses variations ;
- fournir le fond scientifique d'observations en développant un réseau de mesures opérationnel avec transmission en temps réel des observations.

Les moyens d'observation mis en œuvre sont divers :

- programme SOOP (Ship Of Opportunity Program) basé sur les navires marchands volontaires pour réaliser un échantillonnage à long terme de la structure du Pacifique par lancers de sondes XBT (eXpendable Bathy Thermographs) le long des routes maritimes [White *et al.*, 1985] ;
- programme TOGA-TAO (TOGA-Tropical Atmosphere Ocean array) de couverture de toute la bande équatoriale par des mouillages instrumentés [Hayes *et al.*, 1991] ;
- bouées dérivantes TOGA/WOCE [Niiler *et al.*, 1996] ;
- réseau de mesures de surface TOGA [Donguy et Hénin, 1976] ;
- programme d'altimétrie satellitaire (GEOSAT, TOPEX/Poseidon) [Fu *et al.*, 1996] .

Les premières années du programme ont conduit à la mise en évidence du rôle crucial de la Warm Pool quant à la compréhension et pour la modélisation d'ENSO. La compréhension des processus qui régissent la structure moyenne et l'évolution de cette région reste insuffisante pour pouvoir modéliser le système couplé et ainsi prévoir ses

évolutions. Une étude plus particulière y est donc lancée en 1992, avec le programme TOGA-COARE (TOGA- Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment). Ses objectifs furent :

- comprendre les processus responsables du couplage océan/atmosphère dans la Warm Pool ;
- comprendre les processus atmosphériques qui organisent la convection au-dessus de la Warm Pool ;
- étudier la réponse océanique aux forçages de flottabilité et de vent dans la Warm Pool ;
- étudier les interactions qui lient le système climatique dans la région de la Warm Pool aux autres régions.

Le programme TOGA s'est achevé à la fin 1994 et a laissé place au programme CLIVAR (CLImate VARIability and predictability). Il est lancé pour une durée de 15 ans avec pour objectifs :

- décrire et comprendre les processus physiques responsables de la variabilité et de la prévisibilité du climat aux échelles saisonnière, interannuelle, décennale, centennale, au moyen de la collection et de l'analyse d'observations et du développement de modèles du système climatique couplé ;
- étendre les données de variabilité du climat jusqu'aux échelles temporelles d'intérêt ;
- accroître la précision des prédictions du climat aux échelles saisonnière à interannuelle en développant des modèles couplés globaux ;
- étudier et prédire la réponse du système climatique aux influences anthropogéniques .

Pour parvenir à ces objectifs, CLIVAR s'organise en trois composantes :

- CLIVAR-GOALS : étude de la variabilité climatique saisonnière à interannuelle et de la prévisibilité du système global océan-atmosphère-continents ;
- CLIVAR-DecCen : variabilité décennale à centennale du climat et prévisibilité ;
- CLIVAR-Acc : modélisation et détection des changements de climat anthropogéniques.

C'est dans le programme CLIVAR-GOALS que s'insère ce stage. Il a été réalisé au sein du Laboratoire d'Océanographie Physique du centre ORSTOM de Nouméa.

L'ORSTOM fait partie des organismes participant à CLIVAR-France, pendant national de CLIVAR. Ses activités se répartissent en plusieurs départements. Dans le département Ressource et Développement, il existe 6 unités de recherche (UR). L'UR n°61 s'intéresse à la variabilité climatique tropicale et aux impacts régionaux. Elle a mis en œuvre le programme ECOPA (Etude Climatique des Océans Pacifique et Atlantique tropicaux). C'est dans le cadre d'ECOPA que se place la présente étude.

Notre but est de :

- décrire la variabilité de la structure thermique du Pacifique tropical à grande échelle ;
- lorsque cela sera possible, confronter les anomalies observées aux différentes théories et concepts d'ENSO

L'originalité de l'étude tient à la base d'observations sur laquelle elle se fonde. Il s'agit en effet d'un échantillonnage de l'Océan Pacifique tropical dans les quatre dimensions (longitude, latitude, profondeur, temps). La période décrite a une durée de 18 ans (1979-1996), ce qui permet d'échantillonner plusieurs "cycles" ENSO dont notamment les cycles entre 1990 et 1996 qui restent relativement peu documentés. Notre résolution temporelle de 2 mois est relativement fine par rapport notamment aux précédentes descriptions de la variabilité interannuelle de la structure thermique sur la période 1960-1990 [Zhang et Levitus, 1996 , 1997].

Notre travail s'organise comme suit. Après avoir décrit les données et les méthodes utilisées dans le chapitre II, nous présentons la situation moyenne de la structure thermique au chapitre III. Nous analyserons ensuite le signal saisonnier (chapitre IV) et le signal interannuel ENSO et tenterons de voir en quoi les informations extraites sont conformes ou non aux différentes théories d'ENSO (chapitre V).

II. DONNEES ET METHODES

II.1. Données

Les données utilisées sont des mesures de température dans l'Océan Pacifique tropical, entre 30°N et 30°S, d'Ouest en Est, sur la couche 0-450m et pour la période 1979-1996. La base thermique que nous utilisons rassemble des données de plusieurs origines. Les distributions spatiale et temporelle des mesures sont représentées sur les figures 4 et 5. Majoritairement (à environ 95%), il s'agit de mesures XBT (eXpendable Bathy Thermographs) effectuées par les bateaux marchands volontaires sélectionnés. Les lancers de sondes XBT ont débuté en 1979. Il s'agit d'un échantillonnage à bonne résolution verticale sur une profondeur nominale variant de la surface à 450m (T4-XBT) ou 800m (T7-XBT à partir de 1992). Ces mesures étant effectuées principalement par des bateaux marchands, leur couverture spatiale est étroitement liée aux rails de navigation. Les données sont issues du Subsurface Data Centre a Brest, France. La base a été complétée par les mesures issues des mouillages TAO (Tropical Atmosphere Ocean array) [Hayes *et al.*, 1991 ; McPhaden, 1993]. Leur agencement géographique est présenté sur la figure 6. Leur nombre est passé d'une quinzaine en 1988 à 69 à la fin 1994, date à laquelle a été achevée la couverture totale du Pacifique d'Est en Ouest entre 8°N et 8°S. Les mouillages mesurent la température de la surface jusqu'à 500m de profondeur au moyen de chaînes de thermistances. Des données CTD (Conductivity-Temperature-Depth) collectées lors d'environ 50 campagnes océanographiques rentrent dans la composition de la base.

Les données réparties de façon irrégulière dans l'espace et dans le temps ont été ramenées sur une grille régulière à 4 dimensions : longitude, latitude, profondeur, temps [Rual *et al.*, manuscrit en préparation]. La résolution retenue est de 5°(longitude)×1°(latitude)×2mois(temps) , avec 34 niveaux verticaux (tous les 10m de 0 à 250m puis tous les 25m jusqu'à 450m). On n'utilise pas les données aux profondeurs comprises entre 450m et 800m car elles n'existent qu'à partir de 1992.

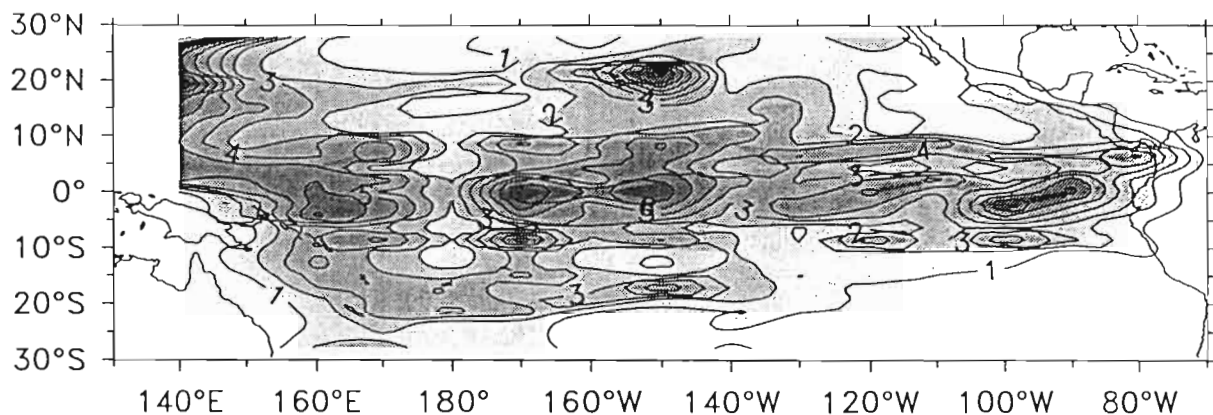


Fig. 4. Distribution spatiale du nombre mensuel moyen (1979-1995) de profils de température dans une boîte élémentaire longitude×latitude = $10^\circ \times 2^\circ$.

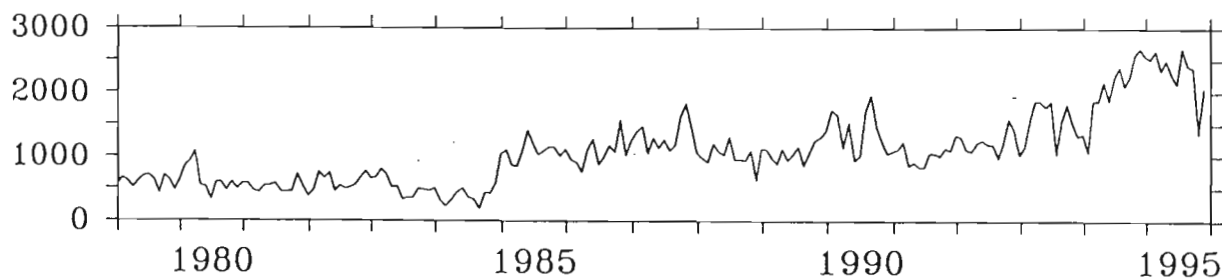


Fig. 5. Variations temporelles du nombre mensuel total de profils de température sur le domaine d'étude.

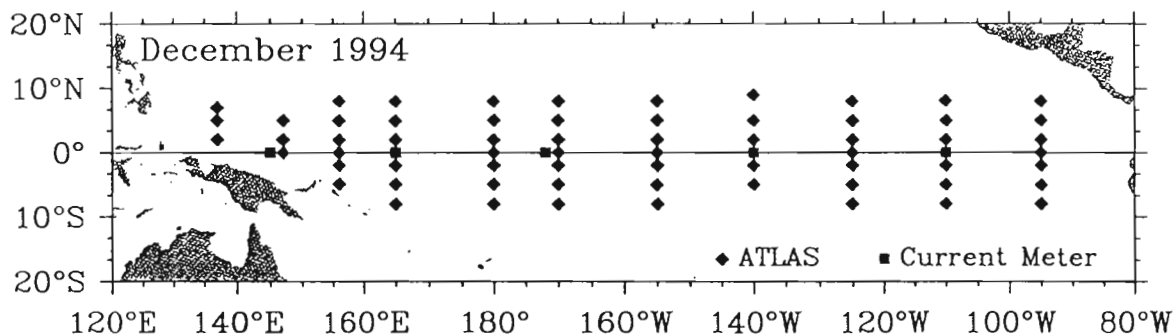


Fig. 6. Réseau de mouillages TAO dans le Pacifique tropical (d'après M. J. Mc Phaden 1995).

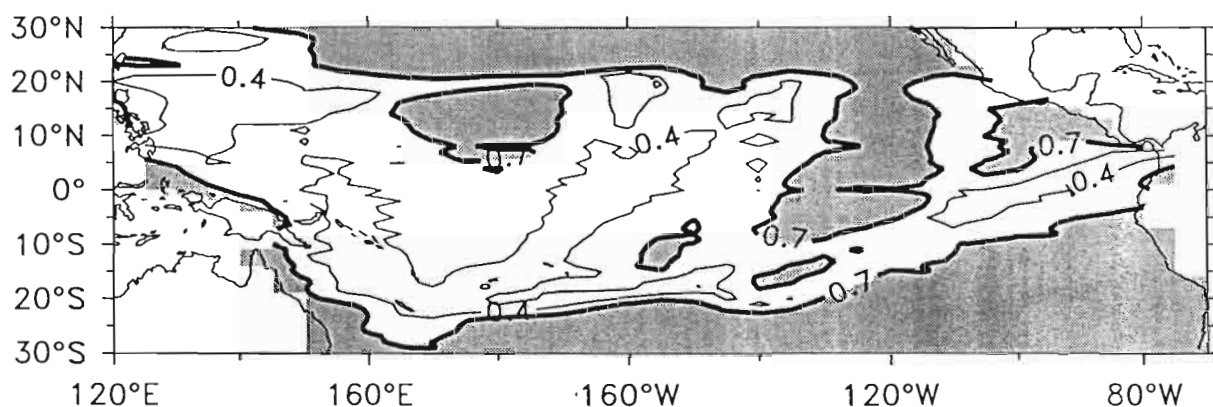


Fig. 7. Erreur moyenne du champ de température de surface sur la période 1979-1996 (sans dimension). Zones grisées : erreur moyenne supérieure à 0,7.

L'analyse objective se déroule de la façon suivante :

- dans l'espace à 4 dimensions (x,y,z,t), on commence par interpoler linéairement chaque profil de température sur la verticale aux niveaux choisis. Il ne reste alors à traiter qu'un problème 3D, à chaque niveau.

- on réalise une interpolation optimale à 3 dimensions, qui utilise un modèle statistique fondé sur ce que l'on connaît du champ au préalable. En effet, chaque point de grille est le centre d'un ellipsoïde d'influence. Les mesures disponibles à l'intérieur de cet ellipsoïde sont affectées au point de grille avec une fonction poids déterminée selon les échelles de décorrélation du champ données par la littérature [Meyers *et al.*, 1991]. On calcule par ailleurs une erreur associée qui varie entre 0 (mesure parfaite) et 1 (pas de mesure disponible à l'intérieur du domaine d'influence du point de grille considéré). Il est important de noter que l'interpolation ne traite pas les températures brutes, mais les anomalies de température par rapport à une climatologie calculée sur toute la période 1979-1996. Ainsi, dans les zones à forte erreur, les valeurs observées tendront à se rapprocher de la moyenne climatologique. Cela nous permettra d'effectuer une analyse des situations climatologiques dans les zones bien documentées comme dans les zones où l'erreur est forte.

Après traitement par analyse objective, on obtient ainsi une grille des valeurs et une grille des erreurs. La grille des erreurs correspond en première approximation à la grille des densités d'observations. Une validation de la base ainsi constituée a été réalisée au moyen d'autres sources de données. Par exemple, la comparaison avec la base de SST de Reynolds et Smith [1994] (composée à partir des mesures par satellite qui sont indépendantes, ainsi que des XBT et des TAO) ou l'analyse du champ de température sans considérer les données TAO nous indiquent que l'on peut accorder une bonne confiance aux données tant que l'erreur associée ne dépasse pas 0,7. Nous avons représenté la carte des zones bien documentées, où la moyenne de l'erreur sur la période d'étude est inférieure à 0.7 (Fig. 7). Globalement, ces zones correspondent aux rails de navigation.

Noter que ce travail n'a pas porté sur la création de cette base de données, mais sur son exploitation. A titre indicatif, l'exploitation de la base thermique a été faite en fortran 77 sur station de travail Sun (système d'exploitation Unix). Le volume de code manipulé est d'environ 5000 lignes pour un volume de données de 130 Mo.

II.2. Méthodes

On s'intéresse essentiellement au signal ENSO. Cela nécessite de le différencier en séparant d'abord l'état moyen et le signal saisonnier du signal brut. L'état moyen est défini comme la moyenne climatologique du champ sur la période 1979-1996. Il faut être conscient qu'il ne s'agit là que d'une moyenne statistique, qui ne prend pas en compte l'éventualité d'une distribution bimodale possible (Niño / Niña). On étudiera l'état moyen et la variabilité du signal autour de cet état moyen, tant pour la température que pour le contenu thermique 0-450m (défini comme la moyenne verticale du champ de température entre les profondeurs 0 et 450m).

Le cycle saisonnier est étudié à partir de l'année-type du champ. Cette année-type est définie comme la climatologie bimestrielle du champ brut : on calcule une climatologie pour chacun des 6 bimois (Janvier-Février, Mars-Avril, ..., Novembre-Décembre), sur la période 1979-1996. C'est sur cette série temporelle des 6 bimois-type que nous allons étudier la variabilité du champ thermique au cours du cycle saisonnier.

Le signal interannuel est défini comme l'anomalie du champ brut par rapport au champ de l'année-type sur la période d'étude. A ce stade, aucun filtrage temporel ni spatial n'a été réalisé afin de visualiser par exemple les structures d'ondes importantes à l'échelle interannuelle mais qui ont des temps de propagation caractéristiques de quelques bimois seulement dans la bande équatoriale (typiquement, une onde de Kelvin du premier mode barocline traverse le bassin d'Est en Ouest en 2 mois et une onde de Rossby du premier mode méridien traverse d'Est en Ouest en 6 mois). Néanmoins, lorsqu'on ne désirera observer que les évolutions interannuelles et à grande échelle du signal, on filtrera ces petites échelles résiduelles. Nous utiliserons un filtre $1/4 - 1/2 - 1/4$ dans les 4 dimensions : à chaque point de la grille filtrée est affecté 0,5 fois la

valeur du point correspondant de la grille brute + 0,25 fois la valeur de chacun des deux points voisins dans la direction de filtrage considérée. On parcourt ainsi tous les points de la grille et on itère le processus sur les 4 directions de filtrage. Le filtrage étant linéaire, il est immédiat de constater que l'ordre des directions de filtrage dans les 4 dimensions n'a aucune importance. Par ailleurs, nous avons réalisé des tests visuels (non présentés ici) afin de déterminer l'importance relative des 4 directions sur le filtrage. Il en ressort qu'elles ont toutes un effet comparable en terme de lissage du champ et de mise en évidence des structures dominantes. Nous filtrerons donc le champ dans les 4 dimensions (dans les 3 dimensions longitude-latitude-temps pour le contenu thermique).

III. SITUATION MOYENNE

Ce chapitre présente la moyenne climatologique sur la période d'étude (1979-1996) du champ de température. Pour la surface et la subsurface, on va associer aux valeurs moyennes leur écart-type ainsi que l'erreur moyenne estimée. On ne présentera le champ d'erreur qu'en surface. Il est en effet quasi-identique pour toutes les profondeurs car 80% des XBT atteignent 450m.

Nous ne devons pas perdre de vue l'existence de zones mal documentées à l'intérieur du domaine d'étude. Dans les zones où l'erreur est importante, toutefois, les valeurs moyennes calculées seront considérées comme significatives comme on l'a vu au chapitre II. Il est en revanche obligatoire de se cantonner aux zones bien documentées dans l'interprétation de l'écart-type du champ thermique.

III.1. Températures moyennes

III.1.1. Température de surface

Dans la bande équatoriale tout d'abord, on observe que la SST croît de l'Est vers l'Ouest (Fig. 8.a). La warm pool (SST supérieures à 28-29°C) s'étend du bord Ouest jusqu'à l'Est de la ligne de changement de date, alors que toute la moitié Est est concernée par l'upwelling équatorial qui amène en surface des eaux fraîches de la subsurface. Cet upwelling trouve son origine dans la tension de vent zonale dirigée vers l'Ouest qui provoque une divergence d'Ekman en surface à l'équateur.

Deux langues chaudes ($SST > 28^{\circ}\text{C}$) sont visibles de part et d'autre de l'équateur. L'une (au Nord) est sensiblement zonale, située autour de 9°N et s'étend du bord Est jusqu'au petit réservoir d'eaux chaudes du bord Est. L'autre (au Sud) s'étend vers l'Est - Sud-Est autour de 10°S . Ces deux langues s'étirent le long des zones de convergence de vent (ITCZ - Inter Tropical Convergence Zone au Nord et SPCZ - South Pacific Convergence Zone au Sud) (Fig. 12).

Au Nord de 20°N et au Sud de 20°S , les isothermes deviennent quasi-zonaux dans la moitié Ouest et ont tendance à revenir vers l'équateur à l'Est ; la SST décroît

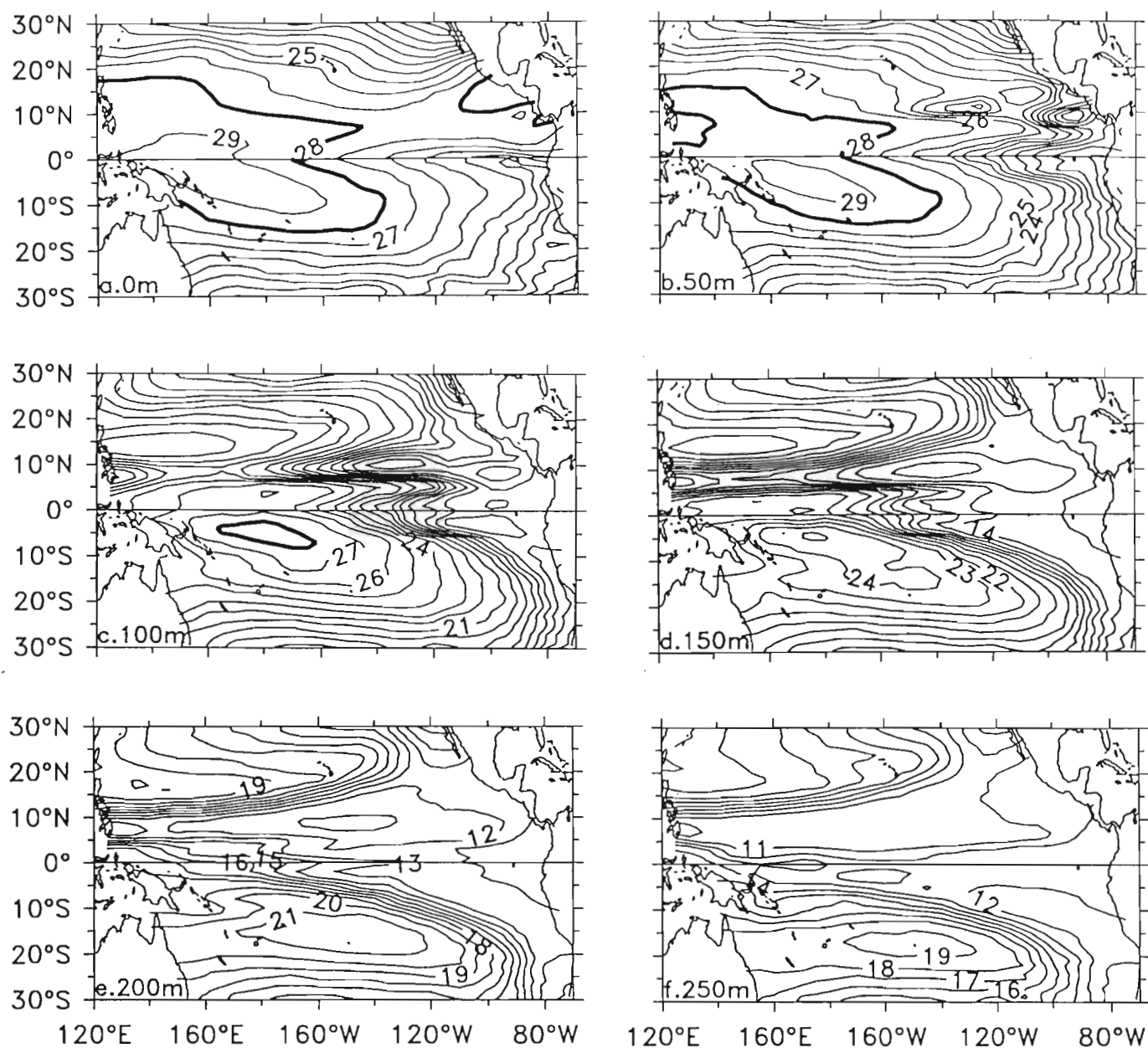


Fig. 8 (a-f). Distribution spatiale de la température moyenne (1979-1996) en °C à différents niveaux. Les isothermes sont représentés tous les degrés. L'isotherme 28°C est représenté en trait gras.

lorsque l'on se dirige vers les pôles et vers l'Est. Ceci constitue la signature thermique des deux gyres anticycloniques subtropicales.

III.1.2. Structure en subsurface

Le champ horizontal de température évolue au fur et à mesure que la profondeur augmente (Fig. 8.b à 8.f). A 50m, on retrouve encore les grandes structures que sont la Warm Pool à l'Ouest et l'upwelling équatorial à l'Est (Fig. 8.b). Le réservoir d'eaux chaudes visible en surface au bord Est autour de 10°N a quasiment disparu. A 100m, on observe une transition (Fig. 8.c). En effet, on se trouve encore au-dessus de la thermocline (bien représentée par l'isotherme 20°C) à l'Ouest où les températures restent supérieures à 28°C. Par contre, on est nettement au-dessous dans l'Est, où les températures décroissent jusqu'à 15°C lorsque l'on se rapproche du bord Est. De part et d'autre de l'équateur se dessine de plus en plus nettement le champ thermique lié aux deux gyres anticycloniques subtropicales. Entre 5°N et 10°N, dans la partie centre-Est du bassin, on note un fort gradient méridien de température avec un maximum relatif de température situé le long de 5°N, et un minimum relatif le long de 10°N. A 150m, ce fort gradient méridien s'est déplacé vers l'Ouest et intéresse toute la bande zonale située autour de 5°N, du bord Ouest jusqu'à 130°W (Fig. 8.d). A 200m et à 250m, les traits dominants sont associés aux deux gyres subtropicales (Fig. 8.e et 8.f).

La coupe équatoriale (longitude-profondeur) du champ de température reflète le champ observé en surface et résume bien la structure thermique 3D moyenne (Fig. 10). On y observe la Warm Pool ($T > 28^{\circ}\text{C}$) à l'Ouest, de même que l'inclinaison de la thermocline, qui peut se définir comme l'isotherme 20°C et est située à 150m à l'Ouest et à seulement 30-40m à l'Est.

III.1.3. Courants géostrophiques associés

La méthode du vent thermique permet de déduire qualitativement le champ de courant géostrophique à partir du champ thermique. Concrètement, dans un plan horizontal, le courant géostrophique est pour l'essentiel dirigé le long des isothermes et

laisse les hautes températures à droite dans l'hémisphère Nord (à gauche dans l'hémisphère Sud). Dans un plan méridien, on peut ainsi visualiser les courants zonaux sur les coupes latitude-profondeur du champ de température. Par exemple, sur la coupe à 140°W (Fig. 13), on déduit [Wyrtki et Kilonsky, 1984] :

- le Courant Equatorial Sud (CES) situé près de la surface dans la bande équatoriale et jusqu'à 400m de profondeur vers 20°S. Il porte à l'Ouest et est lié à la remontée des isothermes (14-26°C) lorsqu'on se dirige vers l'équateur. Près de la surface, de part et d'autre de l'équateur, cette remontée est caractéristique de l'upwelling équatorial.

- le Sous-Courant Equatorial (SCE) est centré sur l'équateur. Il est situé entre 100m et 250m de profondeur et porte à l'Est. La présence de ce courant contraire à la tension de vent s'explique simplement : la pente de la thermocline (plus basse vers l'Ouest) est équilibrée par une pente contraire de la surface libre (i.e. plus haute à l'Ouest). Cette pente de la surface libre génère un gradient zonal de pression. D'après Gill (1982), ce gradient zonal est senti jusque vers 250m de profondeur, alors que les effets du vent sont quasi-nuls au-delà de 50m. La force résiduelle vers l'Est en subsurface génère le SCE. La juxtaposition du CES et du SCE de sens opposés se traduit par un éclatement de la thermocline à l'équateur.

- le Contre-Courant Equatorial Nord portant à l'Est est lié à la pente méridienne des isothermes, entre 5°N et 10°N et jusqu'à 200m de profondeur environ. Comme nous venons de le voir, à la latitude 5°N se trouve un creux des isothermes tandis qu'à 10°N ils présentent une crête. L'explication physique de l'existence de ce courant zonal réside dans le forçage par le vent [Kessler et Taft, 1987]. En effet : la relation de Sverdrup lie le transport méridien intégré à l'apport de vorticité par le vent :

$$\beta V = \text{rot} (\tau / \rho)$$

où β est la dérivée méridienne du paramètre de Coriolis, V le courant méridien intégré, τ la tension de vent et ρ la masse volumique de l'eau. Le courant zonal U est calculé en supposant la non-divergence du transport total horizontal et en intégrant la relation de non-divergence à partir du bord Est, où U est pris nul. A la traversée de l'ITCZ, le

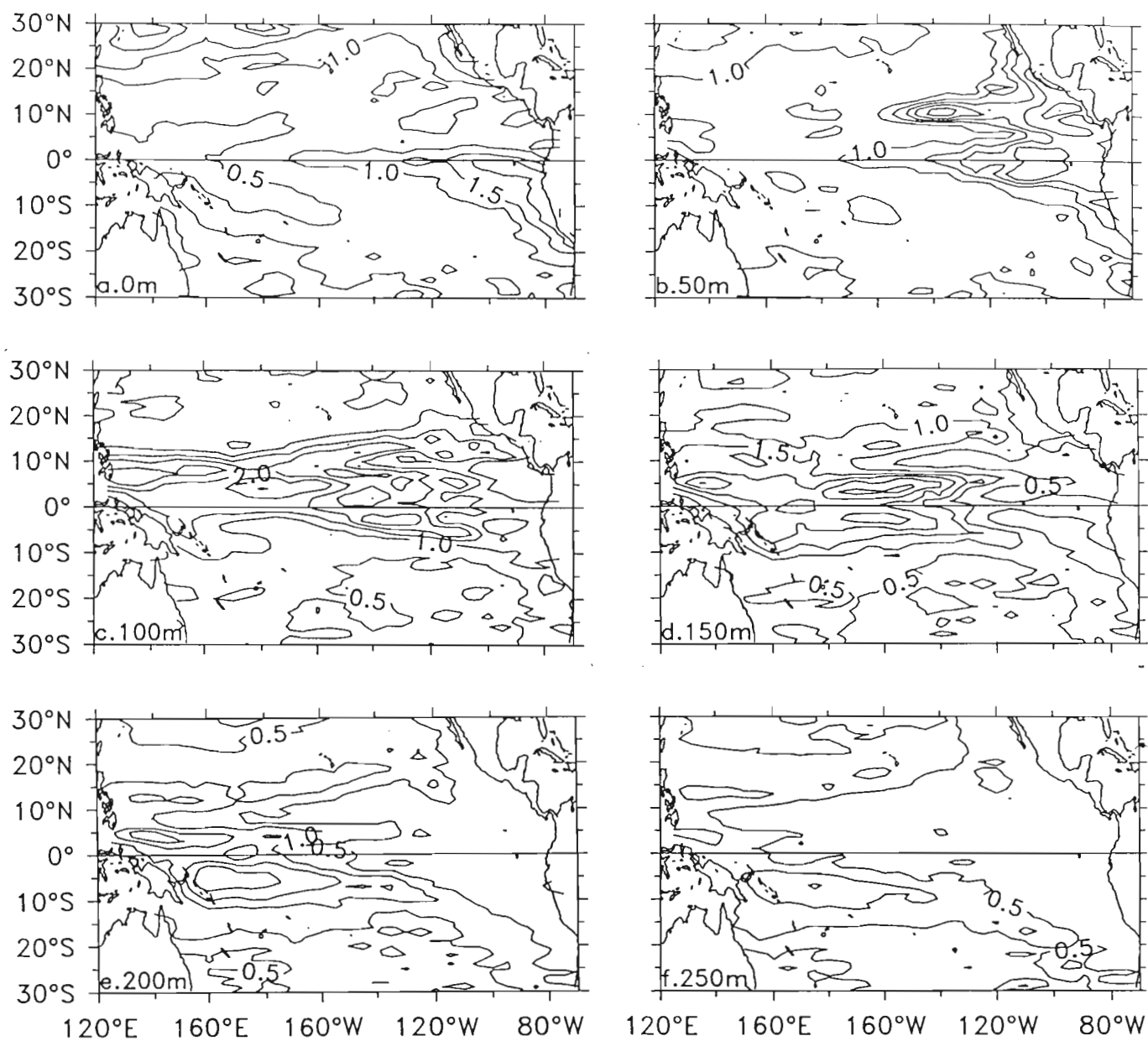


Fig. 9 (a-f). Distribution spatiale de l'écart-type de température (1979-1996) en °C à différents niveaux. Les isocontours sont représentés tous les 0,5°C.

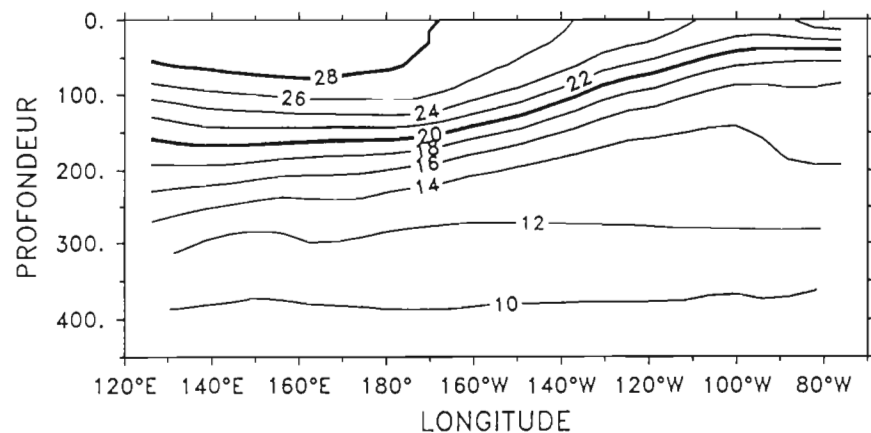


Fig. 10. Distribution longitude-profondeur de la température moyenne (1976-1996) à l'équateur (°C). Les isothermes sont représentés tous les 2°C ; les isothermes 20°C et 28°C sont représentés en trait gras.

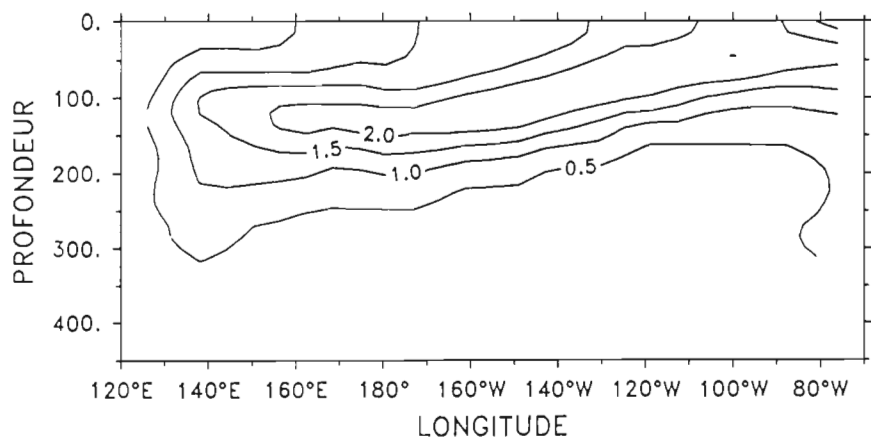


Fig. 11. Distribution longitude-profondeur de l'écart-type de la température (1979-1996) à l'équateur (°C). Les isocontours sont représentés tous les 0,5°C.

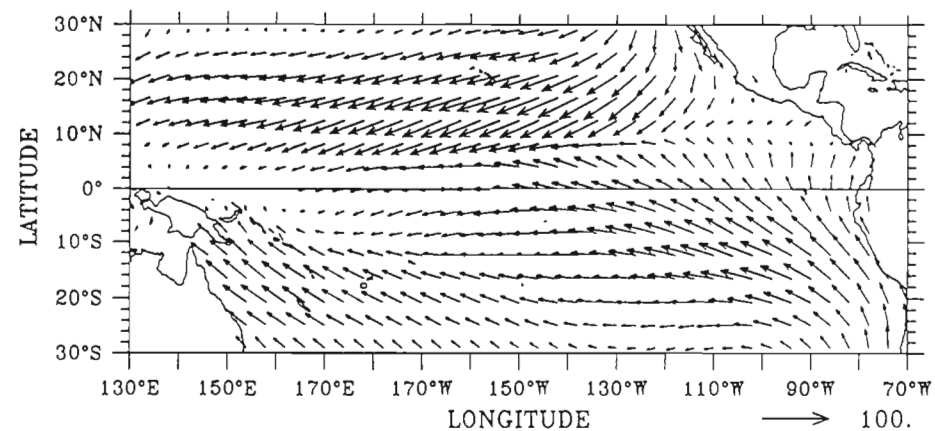


Fig. 12. Représentation vectorielle de la pseudo-tension moyenne (1961-1995) du vent de surface ($m^2.s^{-2}$) (les données proviennent de Florida State University).

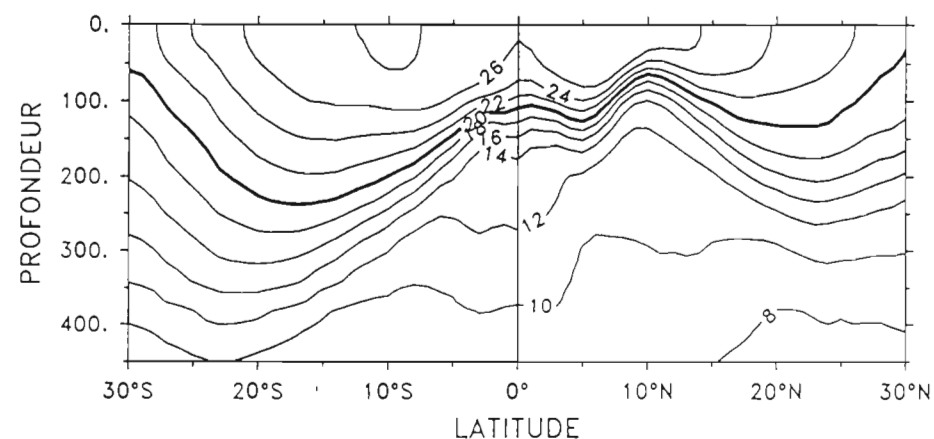


Fig. 13. Distribution latitude-profondeur à 140°W de la température moyenne (1979-1996) (°C). Les isocontours sont représentés tous les 2°C ; l'isotherme 20°C est représenté en traits gras.

rotationnel de la tension change de signe [Wyrski et Meyers, 1976], V_y est divergent et on en déduit la présence d'un transport zonal U positif.

- le Contre-Courant Nord de Subsurface (CCNS): portant à l'Est, situé entre 3°N et 6°N au-dessous de 200m, il est relié au CCEN et au SCE ;

- le Contre-Courant Sud de Subsurface (CCSS) : il porte à l'Est et est quasiment symétrique au CCNS. L'origine physique de ces deux contre-courants de subsurface est décrite par McPhaden [1984] ;

- le Courant Equatorial Intermédiaire (CEI) : situé sous le SCE, il porte à l'Ouest [Delcroix et Hénin, 1988] (non visible sur la figure 13) ;

- les Courants Equatoriaux Nord et Sud (CEN et CES), dirigés vers l'Ouest, constituent le flanc équatorial des deux gyres subtropicales anticycloniques.

III.2. Variabilité de la structure moyenne

D'une façon générale, on observe deux régions de forte variabilité quelle que soit la profondeur (Fig. 9). Dans une bande [5°S ; 10°N] tout d'abord, de forts écarts-type sont visibles à toutes les profondeurs considérées. On verra dans la suite que ces écarts-type sont dus à la fois au cycle saisonnier et à la variabilité interannuelle. Au-delà de 20°N et 20°S ensuite, on observe de forts écarts-type en surface et qui décroissent lorsque la profondeur augmente. Ils apparaîtront quant à eux caractéristiques du signal saisonnier principalement.

Le maximum de variabilité de la bande 5°S - 10°N se déplace vers l'Ouest lorsque la profondeur augmente : situé à la côte Est en surface (Fig. 9.a), le pic se trouve vers 160°W à 150m (Fig. 9.d) et à 160°E à 200m (Fig. 9.e). On comprend dès lors l'intérêt de considérer la dimension verticale dans l'étude de la variabilité de la structure thermique.

A 50m, un pic de variabilité très marqué est visible vers 10°N - 140°W (Fig. 9.b). Il correspond à la crête Nord du CCEN. On a vu en III.1.2 que cette zone présentait un

fort gradient thermique vertical et méridien. De faibles excursions des isothermes occasionnent donc de fortes variations de température.

La structure de la variabilité dans la bande équatoriale peut se résumer par la coupe (longitude, profondeur) le long de l'équateur de l'écart-type de la température (Fig. 11). On observe que la zone de variabilité maximale s'étire le long de la thermocline (cf Fig. 10). Cela suggère que de façon générale, la variabilité de la structure thermique dans cette zone de fort gradient vertical est due aux mouvements verticaux de la thermocline.

La variabilité de la structure thermique est de deux types que nous définissons comme :

- saisonnière : signal de période inférieure ou égale à 1 an ;
- interannuelle : signal de période supérieure à 1 an ; la composante majeure dans le Pacifique intertropical est liée à ENSO.

On va à présent séparer l'étude de ces deux signaux.

IV. VARIABILITE SAISONNIERE

Comme on l'a annoncé au chapitre II, on considère la climatologie bimestrielle composant l'année-type. On rappelle que l'on ne considère que les zones où l'erreur est inférieure à 0.7. Cette climatologie présente une variabilité que nous caractérisons par son écart-type (Fig 14). Pour une profondeur donnée, ces écarts-type calculés s'élèvent à environ 25-75% des écarts-type associés à la variabilité du champ brut sur la période 1979-1996 dans la bande équatoriale et 80-100% au-delà de 20° de latitude. Par exemple, l'écart-type de la SST présente des valeurs maximales situées à l'équateur à proximité du bord Est, de l'ordre de 2°C sur 1979-1996 (Fig. 9.a) et de 1,5°C sur l'année-type (Fig. 14.a). En ce sens, le cycle annuel est significatif. Nous allons voir que les régions subtropicales et tropicales présentent des comportements très différents vis-à-vis du cycle annuel. La variabilité dans les bandes [20°N;30°N] et [20°S;30°S] est principalement liée à la thermodynamique et ne concerne que l'océan superficiel alors que la variabilité sous les latitudes plus basses est liée à la dynamique océanique et s'étend de la surface à la subsurface.

Au-delà de 20° de latitude, on observe que les écarts-type saisonniers de température sont sensibles en surface (de l'ordre de 1°C, Fig. 14.a), plus faibles à 50m (de l'ordre de 0,5°C, Fig. 14.b) et très faibles en-dessous (inférieurs à 0,5°C, Fig. 14.c à 14.f). En examinant les bimois d'été et d'hiver, on observe un déphasage de 6 mois entre les deux hémisphères ; le maximum de température est atteint à la fin de l'été, dans chaque hémisphère. Cela reflète l'influence prépondérante du rayonnement solaire incident dans la variation annuelle de température près de la surface et se traduit par des variations en latitude de la position des isothermes. Ainsi, en surface à la longitude 180°, l'isotherme 24°C oscille entre les latitudes extrêmes suivantes (Fig. 15 et 16):

- en Mars-Avril, 26°S (hémisphère Sud) et 23°N (hémisphère Nord) ;
- en Septembre-Octobre, 21°S et 28°N.

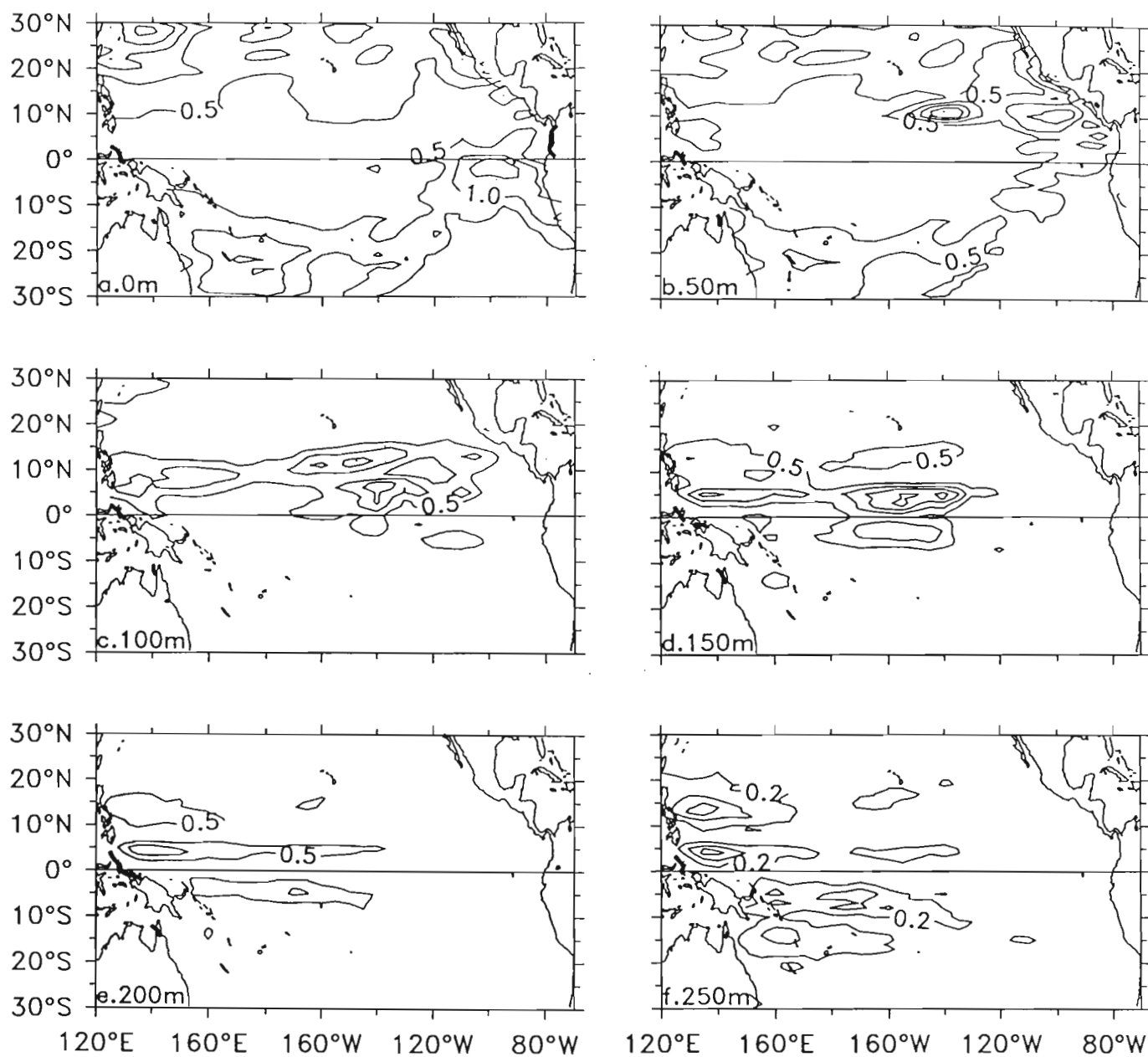


Fig. 14 (a-f). Distribution spatiale de l'écart-type de température pour l'année-type ($^{\circ}\text{C}$) à différents niveaux. Les isocontours sont représentés tous les $0,5^{\circ}\text{C}$ (sauf pour la figure 14f : tous les $0,2^{\circ}\text{C}$)

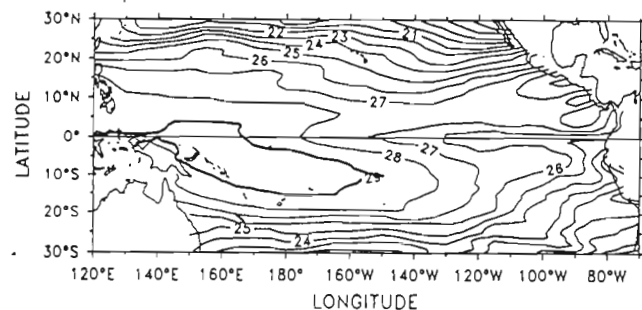


Fig. 15. Distribution spatiale de la température de surface pour Mars-Avril moyen (°C). Les isocontours sont représentés tous les degrés ; l'isotherme 29°C est représenté en trait gras.

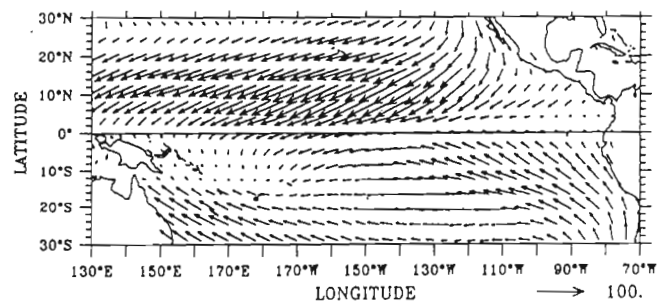


Fig. 17. Représentation vectorielle de la pseudo-tension du vent de surface ($m^2.s^{-2}$) pour le mois de Mars moyen (les données proviennent de Florida State University).

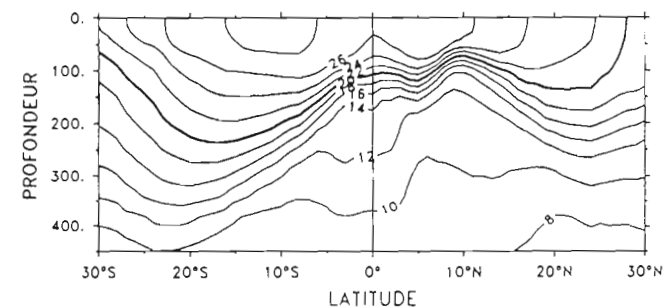


Fig. 19. Distribution latitude-profondeur à 140°W de la température pour Mars-Avril moyen (°C). Les isocontours sont représentés tous les 2°C ; l'isotherme 20°C est représenté en traits gras.

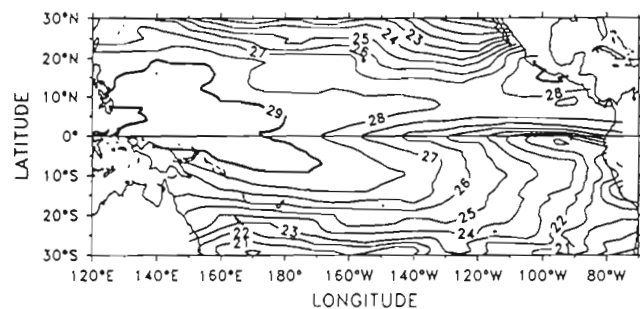


Fig. 16. Comme Fig. 15, pour Septembre-Octobre moyen.

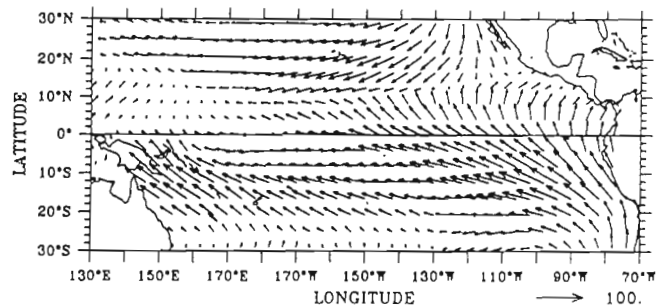


Fig. 18. Comme Fig. 17, pour Septembre moyen.

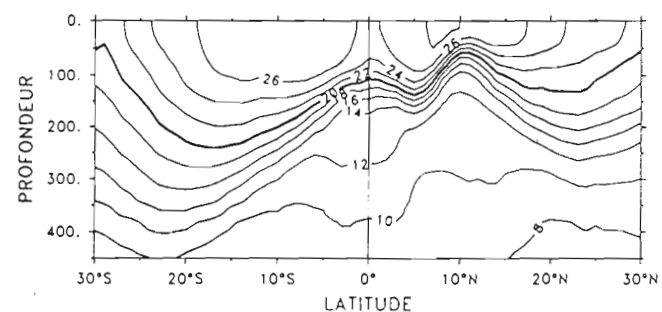


Fig. 20. Comme Fig. 19, pour Septembre-Octobre moyen.

Dans les régions situées entre 20°S et 20°N, la variabilité saisonnière affecte la structure thermique non seulement en surface mais aussi en subsurface où l'on observe des écarts-type jugés significatifs jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 200m (Fig. 14.e). En surface, la variabilité est globalement cantonnée à l'Est, dans la région de l'upwelling équatorial. On observe des SST maximales en Mars-Avril et minimales en Septembre-Octobre (Fig. 15 et 16). Ainsi à (90°W; 0) on note 25°C en Mars-Avril et 22°C en Septembre-Octobre. Ces variations sont directement liées aux variations de la tension de vent. En Mars-Avril, l'ITCZ est très au Sud, vers 2-3°N (Fig. 17). Les alizés de Sud-Est sont faibles sur l'équateur. On a vu que la tension de vent zonale créait à l'équateur une divergence d'Ekman et un upwelling d'eaux fraîches. Cet upwelling est faible en Mars-Avril, la langue froide équatoriale est donc relativement peu marquée. En revanche, c'est en Septembre-Octobre que l'ITCZ est le plus au Nord (vers 9°N) et que les alizés de Sud-Est sont les plus marqués au niveau de l'équateur (Fig. 18). L'upwelling équatorial est fort, les températures de surface sont faibles dans toute la partie Est de la bande équatoriale. A l'Ouest, les écarts-types saisonniers sont faibles : ils ne dépassent guère 0,5°C à l'Ouest de la ligne de changement de date, sur toute la bande [10°S;10°N] (Fig. 14.a). On observe un déplacement méridien de la Warm Pool (températures supérieures à 28-29°C), qui est toujours située majoritairement dans l'hémisphère d'été (Fig. 15 et 16). Mais ce déplacement ne se traduit pas par de forts écarts de température, d'où des écarts-types saisonniers faibles.

A 50m commence à apparaître la bande zonale de forte variabilité localisée sur la latitude de 10°N et se rapprochant légèrement de l'équateur vers l'Ouest du bassin (Fig. 14.b). Cette bande correspond à la crête Nord du CCEN. On la retrouve à 100m (Fig. 14.c) et à 150m (Fig. 14.d) ; de même que la thermocline, le maximum de variabilité se déplace vers l'Ouest à mesure que la profondeur augmente. On observe également une bande de forte variabilité parallèle à la précédente, centrée autour de 5°N et correspondant à la limite Sud du CCEN. La présence des deux zones de forte variabilité à 5°N et 10°N, du bord Est à la ligne de changement de date, est liée au mouvement verticaux de la thermocline qui est très marquée à ces latitudes. A 140°W,

par exemple, on observe que la pente de l'isotherme 20°C entre le creux à 5°N et la crête à 10°N est minimal au printemps boréal (Fig. 19) et maximal en automne (Fig. 20). On rappelle que l'existence de cette pente méridienne est liée au changement de signe du rotationnel de la tension de vent à la traversée de l'ITCZ (cf III.1.1). La variabilité annuelle de la pente s'explique quant à elle par la variabilité de ce rotationnel de la tension de vent. Kessler [1990] montre que les fluctuations du rotationnel provoquent un pompage d'Ekman et des mouvements verticaux de la thermocline. Ces mouvements sont locaux à 10°N ; à 5°N , ils se propagent vers l'Ouest sous la forme d'onde longue de Rossby annuelle. La variabilité de cette pente est directement liée à la variabilité du CCEN.

On note enfin deux zones de maxima relatifs, parallèles à l'équateur, vers 5°N et 5°S , où les écarts-type annuels restent sensiblement élevés jusqu'à des profondeurs importantes. On note des écarts-type atteignant jusqu'à 1°C à 200m (Fig. 14.e). Ces variations sont dues aux mouvements verticaux de la thermocline [Meyers, 1979]. Plusieurs raisons expliquent la présence de ces deux lobes de forte variabilité. Tout d'abord, la thermocline présente un éclatement à l'équateur, et le gradient vertical de température est plus fort à 5°N et à 5°S qu'à l'équateur. Cet éclatement est associé aux deux courants équatoriaux superposés (le CES portant à l'Ouest en surface, le SCE portant à l'Est en subsurface) (Fig. 13). Les gradients verticaux de température étant plus forts à 5°N et 5°S , les variations de température occasionnées par les déplacements verticaux de la thermocline y sont donc plus importantes, d'où des écarts-type supérieurs. Ensuite, ces latitudes sont marquées par les ondes de Rossby annuelles [Lukas *et al.*, 1985 ; Kessler et McPhaden, 1995]. La structure méridienne de la signature thermique de ces ondes présente deux maxima à $4\text{-}5^{\circ}\text{N}$ et $4\text{-}5^{\circ}\text{S}$, et un minimum relatif à l'équateur [Cane et Sarachik, 1981]. Cela contribue également à expliquer la présence des deux lobes de forte variabilité saisonnière.

V. SIGNAL ENSO

V.1. Contexte général

Avant de considérer dans le détail les variations de la structure thermique à l'échelle ENSO, nous présentons une vision générale du phénomène sur la période d'étude en considérant les variations des anomalies de SST moyennée 5°N-5°S et de contenu thermique 0-450m le long de l'équateur, en parallèle avec l'indice SOI (Fig. 21 à 23). Il faut noter que la SOI est anomalisée sur une période plus longue que la période d'étude, ce qui explique qu'elle est légèrement décentrée vers les valeurs négatives en rapport avec la fréquence accrue des El Niño sur la période 1992-1996.

Les anomalies de SST sont les plus marquées dans la moitié Est du bassin et pratiquement inexistantes à l'Ouest de 160°E. On y voit clairement l'alternance des évènements chauds et froids liés au "cycle" ENSO. Ainsi, on retrouve l'historique donné par la SOI : El Niño 1982-1983, La Niña 1984-1985 (très peu marquée pour la SOI), El Niño 1987, La Niña 1988-1989, El Niño 1991-1992, El Niño 1993, El Niño 1994-1995 (ces deux derniers étant peu marqués en anomalie de SST) et La Niña 1996. Le contenu thermique présente quant à lui une variabilité interannuelle marquée sur toute la longueur du bassin équatorial. On note une progression privilégiée des anomalies d'Ouest en Est. Le fait que la moitié Ouest du bassin ne présente pas de signal interannuel significatif en SST et un signal sensible sur le contenu thermique est cohérent avec la distribution de la variabilité interannuelle le long de l'équateur (Fig. 24). La région de fort signal interannuel (typiquement : écart-type supérieur à 0,5-1°C) est inclinée le long de la position moyenne de la thermocline, de la subsurface à l'Ouest à la surface à l'Est. Comme on l'avait vu lors de l'étude de la variabilité saisonnière (chapitre IV), on comprend dès lors l'intérêt de considérer le signal interannuel dans les trois dimensions.

V.2. Observations et Théories

Nous allons à présent analyser plus finement la variabilité interannuelle de la structure thermique. Il n'existe toujours pas de consensus sur les mécanismes

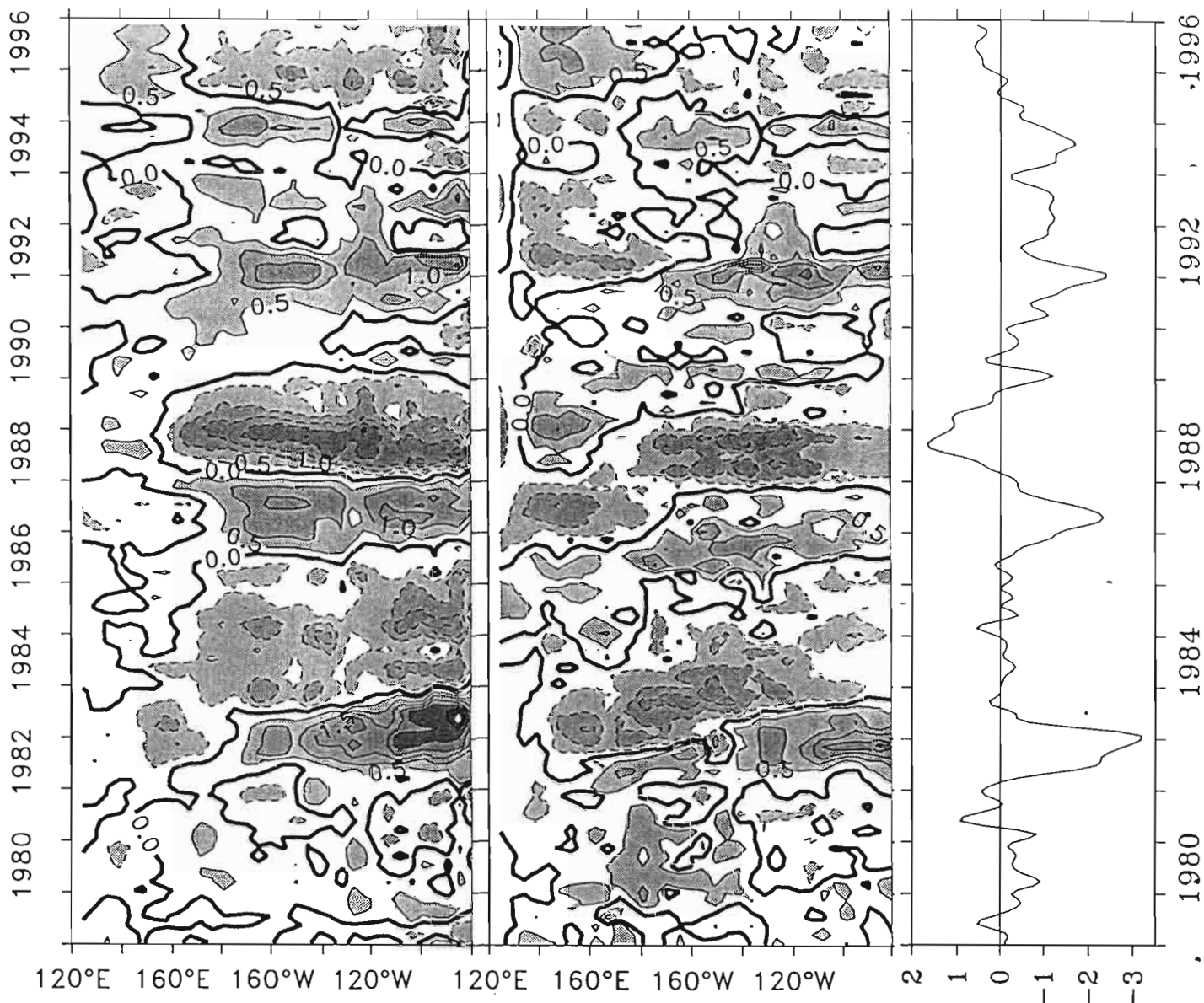


Fig. 21. Distribution longitude-temps de l'anomalie interannuelle de température de surface moyennée 5°N-5°S. Les isocontours sont représentés tous les 0,5°C ; les valeurs négatives sont en pointillés.

Fig. 22. Distribution longitude-temps de l'anomalie interannuelle de contenu thermique à l'équateur. Les isocontours sont représentés tous les 0,5°C ; les valeurs négatives sont en pointillés.

Fig. 23. Variations temporelles de l'indice d'oscillation australe.

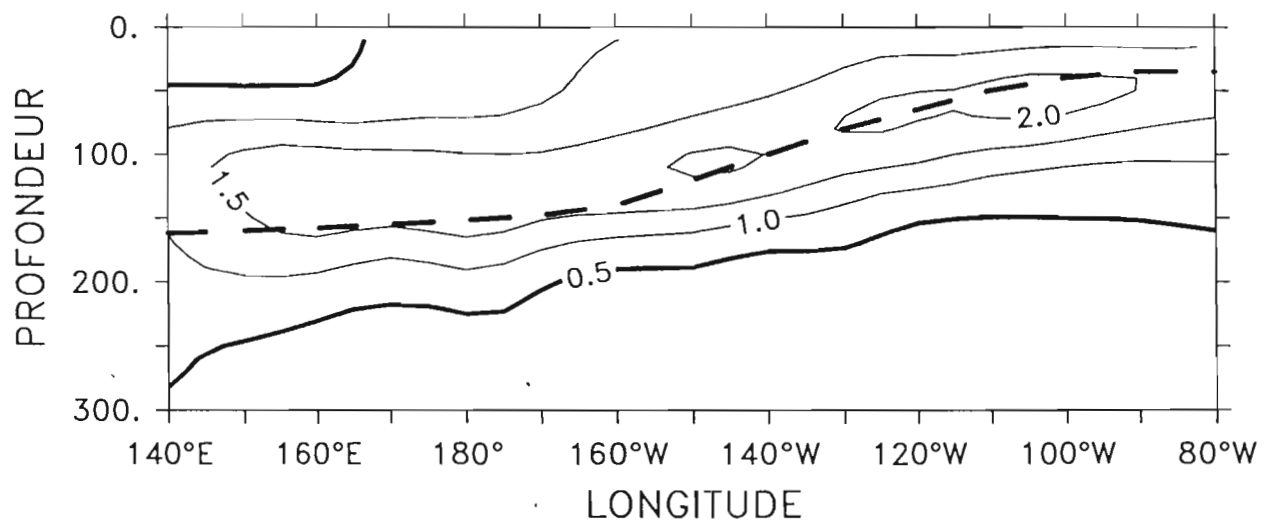


Fig. 24. Distribution longitude-profondeur de l'écart-type de l'anomalie interannuelle de température à l'équateur (°C). Les isocontours sont représentés tous les 0,5°C ; l'isocontour 0,5°C est représenté en trait gras. On a superposé aux isocontours la position climatologique de l'isotherme 20°C (représentatif de la position moyenne de la thermocline).

gouvernant l'évolution liée à ENSO. Pour chacune des théories existantes, nous présentons brièvement les mécanismes mis en jeu et, lorsque c'est possible, nous confrontons nos observations à ces mécanismes, afin de déterminer dans quelle mesure ces observations sont consistantes ou non avec la théorie.

V.2.1. Le "build-up"

A partir d'une analyse des niveaux de la mer issus de marégraphes (répartis pour l'essentiel dans la partie Ouest du bassin) Wyrski [1975, 1985] montre qu'un évènement El Niño est précédé par une accumulation de chaleur dans la partie Ouest du Pacifique équatorial, sous l'effet d'alizés anormalement forts. Il identifie la durée entre chaque El Niño au temps requis pour remplir le réservoir d'eaux chaudes.

Nous confrontons cette théorie aux observations en considérant la coupe longitude-temps de l'anomalie de contenu thermique à l'équateur (Fig. 22). Nous notons que les deux évènements chauds de 1982-1983 et de 1986-1987 surviennent à la suite d'une nette accumulation de chaleur à l'Ouest du bassin. En revanche, ce phénomène est beaucoup moins visible sur les cycles suivants. De façon à avoir une vue plus précise, on compare l'évolution temporelle de l'anomalie de contenu thermique en un point représentatif de l'Ouest du bassin ($0^{\circ}, 160^{\circ}\text{E}$) à l'indice SSTA dans NINO3 (Fig. 25). On retrouve qu'un build-up de chaleur est visible en 1980-1981 avant le Niño de 1982-1983, et en 1985-1986 avant le Niño de 1987. En revanche, on observe un build-up de mi-1988 à fin 1989 (pendant La Niña) sans apparition de Niño en 1990. De même, la théorie ne se trouve guère étayée lors de tous les évènements postérieurs à 1991. En 1991, avant El Niño de 1992 et en 1994 avant El Niño de 1994-1995, le build-up est insignifiant car l'anomalie de contenu thermique ne dépasse que faiblement la moyenne climatologique de la période d'étude et pendant un très court laps de temps. Quant à l'évènement de 1993, il se produit clairement alors que le réservoir de chaleur de l'Ouest est très déficitaire (en accord avec l'étude de Kessler et McPhaden [1995] basée sur les données TAO). Néanmoins, pour ces trois derniers cycles, il existe un build-up relatif. En effet, sur l'ensemble de cette période, bien que le réservoir d'eaux chaudes soit

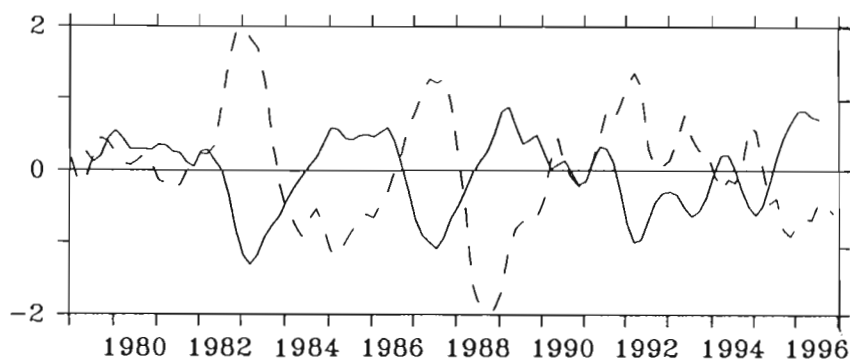


Fig. 25. Variations temporelles de l'anomalie interannuelle de contenu thermique 0-450m en 160°E à l'équateur (trait plein) et de l'indice SSTA dans NINO3 (trait pointillé), en °C.

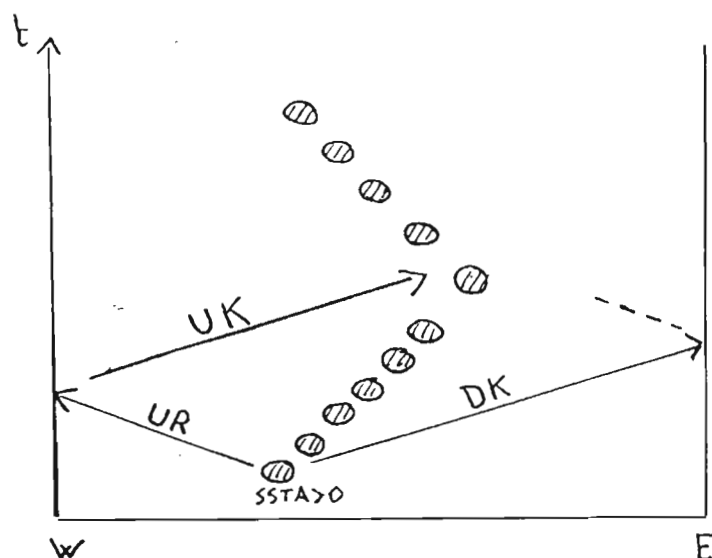


Fig. 26. Schéma des mécanismes mis en jeu dans la théorie de l'oscillateur retardé (UR : onde équatoriale de Rossby d'Upwelling ; UK : onde équatoriale de Kelvin d'Upwelling ; DK : onde équatoriale de Kelvin de Downwelling).

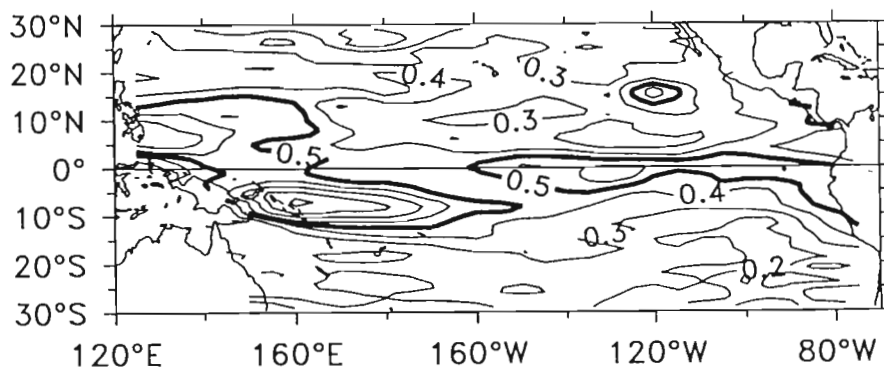


Fig. 27. Distribution spatiale de l'écart-type de l'anomalie interannuelle de contenu thermique 0-450m à l'équateur (°C). Les isocontours sont représentés tous les 0,1°C. L'isocontour 0,5°C est représenté en trait gras.

toujours nettement en déficit par rapport à la climatologie calculée sur la période 1979-1996, le contenu thermique présente un accroissement sensible (à la fin 1992 jusqu'au déclenchement d'El Niño de 1993, début 1994 jusqu'au déclenchement d'El Niño 1994-1995). Nous pouvons donc conclure que le build-up de chaleur à l'Ouest du bassin n'est ni suffisant au déclenchement d'un évènement chaud (cf le build-up précédent La Niña 1988) ni nécessaire (pas de build-up avant El Niño 1993).

V.2.2. L'oscillateur retardé, le modèle advectif-réflexif

Cette théorie lie le cycle ENSO à la dynamique des ondes équatoriales [Schopf et Suarez, 1988 ; Battisti, 1988]. Schématiquement, les mécanismes physiques mis en jeu sont les suivants (Fig. 26) :

- une cause externe crée une anomalie positive de SST qui apparaît typiquement aux alentours de la ligne de changement de date ;
- cette anomalie génère une anomalie de vent d'Ouest qui à son tour génère une onde de Kelvin de downwelling vers l'Est et une onde de Rossby d'upwelling vers l'Ouest ;
- l'onde de Kelvin de downwelling enfonce la thermocline à l'Est de l'anomalie et se traduit par une augmentation de SST à l'Est ;
- l'anomalie chaude de SST se trouve ainsi déplacée vers l'Est ;
- l'onde de Rossby se réfléchit en une onde de Kelvin d'upwelling au bord Ouest qui a tendance à remonter la thermocline sur son passage et donc à diminuer la SST. Ceci constitue une rétroaction négative de la perturbation ;
- cette rétroaction négative entre en compétition avec la rétroaction positive de l'onde de Kelvin de downwelling, ce qui produit des mouvements basse fréquence (i.e. à l'échelle de temps d'ENSO) de l'anomalie de SST.

Le modèle conceptuel advectif-réflexif [Picaut et Delcroix, 1995 ; Picaut *et al.*, 1996, 1997] est une variante de cette théorie. Il implique les mêmes ondes équatoriales mais met en jeu l'advection horizontale pour déplacer l'anomalie chaude. En effet, l'onde de Kelvin de downwelling et l'onde de Rossby d'upwelling présentent toutes deux un courant zonal vers l'Est, ce qui advecte l'anomalie chaude vers l'Est. L'onde de Rossby se réfléchit en une onde de Kelvin d'upwelling qui est associée à un courant vers l'Ouest : lorsqu'elle atteint l'anomalie, l'onde de Kelvin s'oppose à la direction

d'advection. Ce concept met également en jeu une réflexion sur le bord Est du bassin : l'onde de Kelvin de downwelling créée initialement se réfléchit en une onde de Rossby de downwelling dont le courant zonal associé porte également à l'Ouest : lorsqu'elle atteint l'anomalie, cette onde s'oppose elle aussi à la direction d'advection initiale.

Cette théorie et ce concept peuvent expliquer la durée du cycle ENSO. En revanche, ils ne permettent pas d'appréhender le démarrage du cycle, ni l'amplitude du phénomène. Compte tenu de notre pas de temps de 2 mois, on ne peut pas observer individuellement les ondes impliquées. On a vu en effet au chapitre II qu'une onde de Kelvin du premier mode barocline ($c=2,8$ m/s) traverse le bassin d'Ouest en Est en 2 mois (soit 1 pas de temps) et une onde de Rossby du premier mode barocline et du premier mode méridien ($c=2,8 / 3$ m/s) traverse le bassin d'Est en Ouest en 6 mois (soit 3 pas de temps). En revanche, on peut espérer visualiser la variabilité associée à ces ondes sur le champ d'écart-type de l'anomalie de contenu thermique (Fig. 27). Dans la bande équatoriale, on observe deux lobes de forte variabilité situés de part et d'autre de l'équateur à l'Ouest et un lobe s'étendant le long de l'équateur sur toute la moitié Est du bassin. Les deux lobes situés à l'Ouest peuvent être la signature d'ondes de Rossby du premier mode méridien (qui présente deux maxima extra-équatoriaux à 4°N et 4°S approximativement). Ils peuvent également être dûs aux mouvements verticaux de la thermocline par pompage d'Ekman. On sait en effet que le rotationnel de la tension de vent présente deux zones d'anomalies centrées approximativement à 7°N et 7°S et situées dans l'Ouest du bassin, liées aux coups de vent d'Ouest survenant à l'échelle interannuelle [Delcroix, 1998]. On observe des lobes relativement étendus à l'Ouest, il est difficile de quantifier la part respective des ondes de Rossby et du pompage d'Ekman dans la structure de variabilité observée. C'est une action de recherche qui pourrait être entreprise par la suite. Le lobe équatorial visible à l'Est est quant à lui cohérent avec la signature des ondes de Kelvin piégées à l'équateur (elles ont un profil méridien gaussien centré sur l'équateur). En résumé, nos données, si elles ne permettent pas de confirmer la théorie de l'oscillateur retardé ou du concept advectif-réfectif, ne

les contredisent pas pour autant en ce qui concerne le rôle des ondes équatoriales (l'aspect réflexion au bord Est et/ou Ouest n'ayant pas été abordé).

V.2.3. Le "Slow mode SST"

Il s'agit d'une théorie qui se traduit par une propagation à basse fréquence (ENSO) vers l'Ouest des anomalies chaudes de SST [Neelin, 1991] . Les mécanismes physiques mis en jeu sont les suivants (Fig. 28) :

On part d'un état de base où la température augmente d'Ouest en Est et du fond vers la surface (ce qui est le cas du Pacifique tropical). On introduit une perturbation sous forme d'anomalie chaude de SST dans le Pacifique Est ou centre, en relation avec une baisse de la thermocline. La convection atmosphérique se trouve accentuée au-dessus de cette zone anormalement chaude ; du fait de la convergence dans les basses couches de l'atmosphère, il se produit une anomalie de vents d'Ouest à l'Ouest de la perturbation et une anomalie de vent d'Est à l'Est, cette dernière étant plus faible d'après Gill [1980]. Cela se traduit par une atténuation de l'upwelling à l'Ouest et une accentuation à l'Est. Sous l'effet de ces anomalies d'advection verticale, la SST a tendance à augmenter à l'Ouest et baisse à l'Est de la perturbation : l'anomalie chaude a tendance à progresser vers l'Ouest. Par ailleurs, les anomalies de vent créent aussi des anomalies de courants de surface à l'équateur : l'anomalie de vent d'Ouest crée une anomalie de courant vers l'Est à l'Ouest de la perturbation, inversement l'anomalie de vent d'Est crée une anomalie de courant vers l'Ouest à l'Est de la perturbation. Etant donné le gradient zonal de température initial (la SST augmente vers l'Ouest), l'advection horizontale joue dans le même sens sur la progression de l'anomalie que l'advection verticale.

Nous ne nous sommes intéressés qu'à la structure thermique de l'océan, nous n'avons pas considéré la variabilité atmosphérique, la durée du stage étant limitée à 3 mois. Toutefois, nous observons sur la coupe (longitude, temps) d'anomalie de SST moyennée sur l'intervalle [5°N;5°S] une tendance à la propagation vers l'Ouest des anomalies chaudes de SST uniquement pour la période 1993-1995, ce qui est consistant

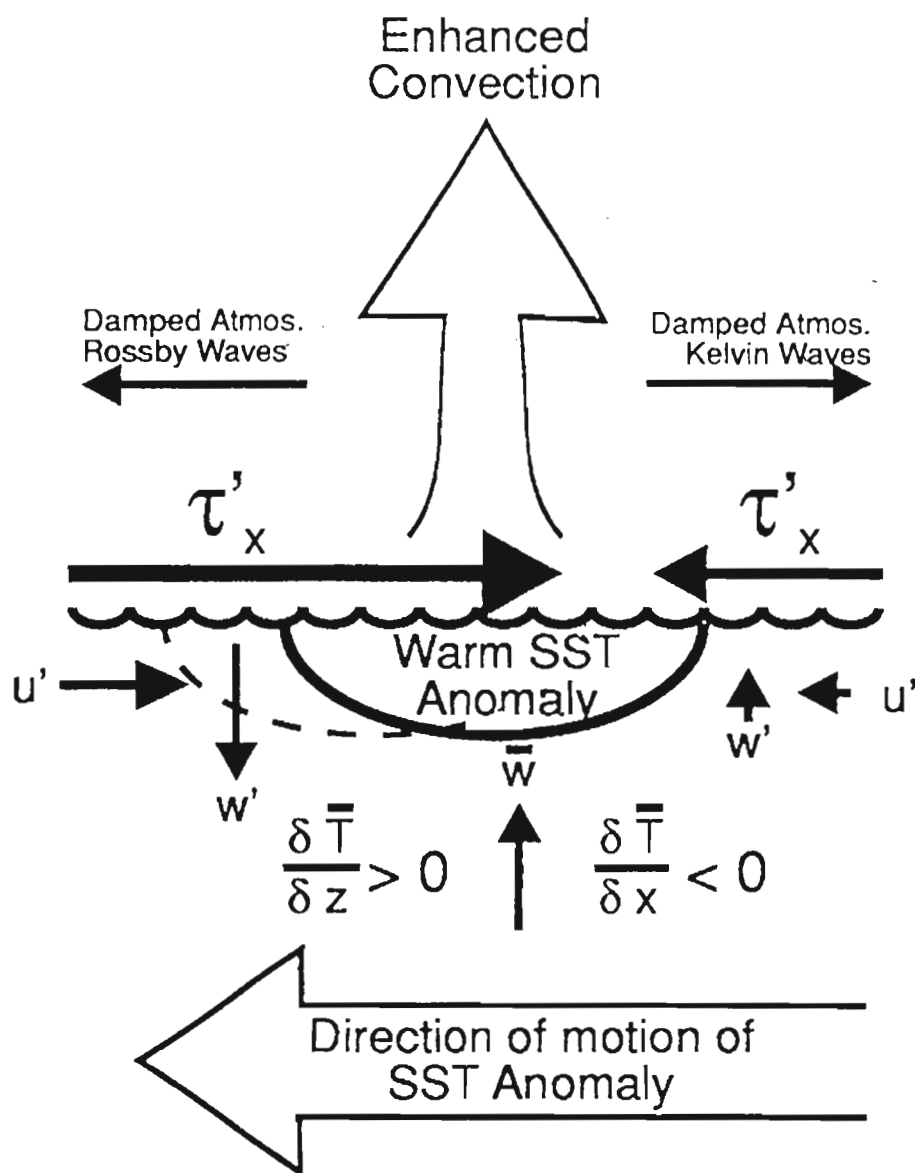


Fig. 28. Schéma des mécanismes mis en jeu dans la théorie du "Slow mode SST". La figure représente une section verticale le long de l'équateur à travers l'océan superficiel et la basse troposphère. (d'après Moore 1995)

avec la théorie du Slow Mode SST (Fig. 21). On a vu que sur cette période, la théorie du build-up était mise en défaut.

V.2.4. Le circuit

Ce concept consiste en une progression continue des anomalies de température autour du Pacifique tropical Nord à l'échelle de 3-4 ans, voisine du "cycle" ENSO. Des études fondées sur des données différentes des nôtres ont mis en évidence une continuité de la phase entre les latitudes équatoriales et extra-équatoriales (vers 14°N). Ainsi, Kessler [1990] base son étude sur les données XBT entre 1967 et 1985. Latif et Flügel [1991] s'appuient sur des mesures de niveau de la mer dans les îles du Pacifique entre 1975 et 1988. Zhang et Levitus [1996, 1997] utilisent le champ d'anomalies moyennées annuellement de Levitus *et al.* [1994] pour mettre en évidence la propagation lente des anomalies de la surface à la subsurface, de l'Ouest à l'Est et de l'équateur à 12,5°N. Delcroix [1998] s'appuie sur les mêmes données que nous mais utilise un processus d'analyse différent et ne s'est pas attaché à décrire l'évolution de ces anomalies sur la verticale. La spécificité de notre étude tient à la résolution temporelle de 2 mois, ainsi qu'à la période analysée ; les années 1990 à 1996 sont en effet relativement peu documentées. Nous avons tout d'abord observé l'évolution des anomalies de contenu thermique sur les coupes (longitude, temps) réalisées à toutes les latitudes (figures non présentées). Nous avons remarqué une progression zonale des anomalies à certaines latitudes : dans la bande équatoriale d'une part, on observe une progression vers l'Est, de 1979 à 1992 environ (Fig. 29.c) ; autour de 14°N d'autre part, la progression se fait cette fois vers l'Ouest, toujours de 1979 à 1992 (Fig. 29.a). Typiquement, les anomalies traversent le bassin en 1 à 2 ans, la progression vers l'Ouest le long de 14°N étant visuellement plus rapide que celle vers l'Est le long de l'équateur. On note de plus que l'équateur et 14°N sont globalement en opposition de phase. Afin de visualiser la continuité éventuelle de la phase autour du circuit, nous avons considéré les coupes (latitude, temps) de l'anomalie de contenu thermique à proximité des bords Est et Ouest (Fig. 29.b et 29.d). En accord avec les études précédentes, les anomalies

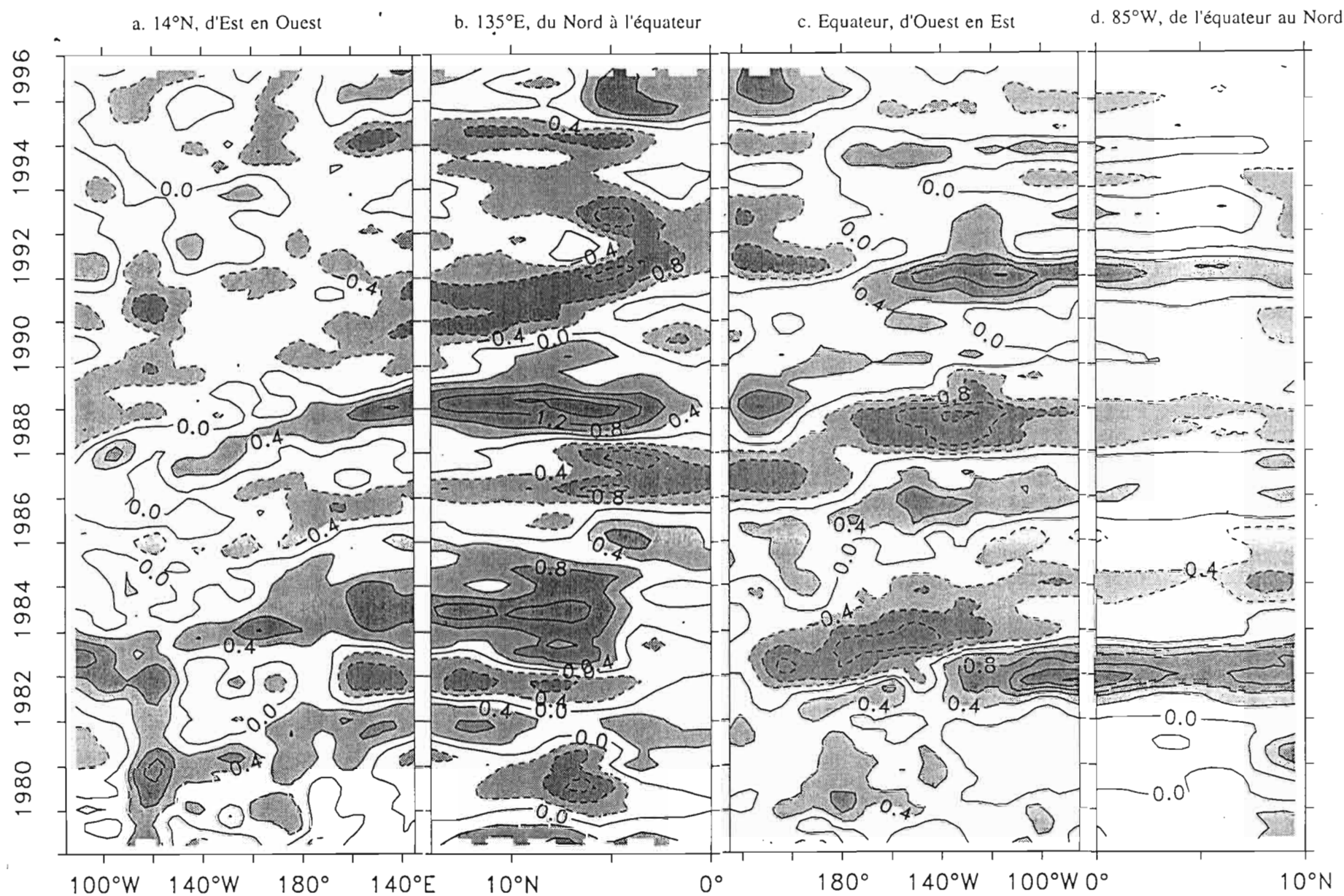


Fig. 29 (a-d). Variations de l'anomalie interannuelle de contenu thermique 0-450m sur un circuit autour du Pacifique tropical Nord. De gauche à droite : section zonale le long de 14°N avec le bord Est à gauche, section méridienne le long du bord Ouest (135°E) de 14°N à l'équateur, section zonale le long de l'équateur, section méridienne le long du bord Est avec le Nord à droite. Les isocontours sont représentés tous les 0,4°C.

parcourent continûment le circuit vers l'Ouest le long de 14°N , vers le Sud à 135°E , vers l'Est le long de l'équateur et vers le Nord à 85°W .

Nous allons à présent examiner la structure de ce circuit dans les trois dimensions. Afin de déterminer à quelles profondeurs et dans quelle mesure les anomalies thermiques progressent le long du circuit, nous présentons la chronologie des coupes longitude-profondeur du champ d'anomalies à l'équateur et à 14°N pour les périodes 1982-1985, 1986-1989 ainsi que 1990-1996, incluant des cycles ENSO (Fig. 30 à 37). Nous ne présentons qu'un bimois sur deux, de façon à avoir une relative indépendance des coupes successives. Nous avons superposé aux isocontours d'anomalie de température la position moyenne climatologique de l'isotherme 20°C , représentatif de la thermocline. Nous avons également matérialisé les régions où l'erreur est forte (supérieure à 0.7). On remarque de manière générale que les zones d'anomalies restent centrées sur la position climatologique de la thermocline, tout au long de la période d'étude.

Années 1982-1985 : cette période est composée d'un El Niño très fort en 1982-1983, suivi d'une La Niña à partir de la fin 1983 (La Niña est visible sur l'indice SSTA dans NINO3 mais pas sur l'indice SOI, cf Fig. 3). Après trois années (1979-1981) pendant lesquelles les deux indices SOI et SSTA dans NINO3 sont restés sensiblement autour de leur valeur moyenne climatologique, ils varient tous deux brusquement à partir du début 1982. La SOI décroît brutalement jusqu'à atteindre son minimum à la fin 1982-début 1983. Dès lors, elle croît tout aussi rapidement pour retrouver des valeurs proches de la moyenne à la mi-1983. Elle reste autour de zéro jusqu'à mi-1986. L'indice SSTA dans NINO3 varie en opposition de phase avec la SOI : il témoigne de conditions El Niño du début 1982 jusqu'à la fin 1983, avec un maximum marqué à la fin 1982 ; pendant toute la période 1984-1985, l'indice est négatif, le pic de conditions La Niña se situant à la fin 1984. Les coupes (longitude-profondeur) successives présentent la chronologie du cycle, à l'équateur (Fig. 30) et à 14°N (Fig. 31).

A l'équateur, les zones de forte erreur sont relativement peu étendues (Fig. 30). On observe une progression vers l'Est des anomalies positives comme négatives le long de la thermocline, de la subsurface à l'Ouest vers la surface à l'Est. Ainsi, l'anomalie positive présente à l'Ouest du bassin vers 100-150m de profondeur en Mars-Avril 1982 se déplace pendant l'année 1982 pour atteindre le bord Est à la fin de l'année. De même, l'anomalie négative qui commence à apparaître à l'Ouest à la fin 1982 évolue pour gagner le bord Est en 1984. Le temps de traversée du bassin est d'environ 1,5 ans. On remarque que les "germes" des événements chauds ou froids sont présents en subsurface à l'Ouest avant qu'ils ne se manifestent au niveau des indices de surface. Ainsi, au début 1982, l'anomalie positive située à l'Ouest précède l'apparition de conditions El Niño dans l'atmosphère (SOI) ou dans l'océan en surface à l'Est du bassin (SSTA dans NINO3). Cela précise la confrontation que nous avons faite entre nos observations et la théorie du build-up au sens où une accumulation de chaleur à l'Ouest en subsurface précède l'évènement El Niño. De même, l'anomalie négative apparaît à l'Ouest à la fin 1982 alors que l'évènement froid ne se déclarera qu'un an plus tard en surface dans l'océan.

A 14°N, il existe des zones relativement étendues dans le temps pour lesquelles l'erreur est forte et où l'interprétation des observations est donc délicate (Fig. 31). Néanmoins, une progression de l'anomalie positive vers l'Ouest est nettement visible, du bord Est qu'elle quitte en Juillet-Aout 1983 à la partie Ouest du bassin qu'elle atteint en Novembre-December 1984. La vitesse de progression en 14°N est sensiblement égale à celle à l'équateur, le temps de traversée du bassin étant d'environ 1,5 ans.

La question se pose alors de savoir dans quelle mesure les latitudes équatoriales et extra-équatoriales font partie d'un circuit continu de progression des anomalies. Il apparaît que l'anomalie positive qui traverse le bassin d'Ouest en Est à l'Equateur en 1982-1983 repart du bord Est à la latitude de 14°N à la fin 1983. De même, l'anomalie négative qui atteint le bord Est à l'équateur fin 1984-début 1985 repart vers l'Ouest en 14°N à la fin 1985. Ces continuités de phase sont consistantes avec les observations précédentes d'un circuit sur la période encadrant l'El Niño de 1982-1983.

Années 1986-1989 : comme pour la période précédente, on observe sur l'historique des deux indices (Fig. 3) la succession d'un El Niño (1987) et d'une La Niña (1988-1989) particulièrement marquée cette fois. L'indice SOI, proche de zéro depuis 1984, commence à décroître à la mi-1986, jusqu'en Mars-Avril 1987. Il croît ensuite en redevenant positif au début 1988, jusqu'à son maximum à la fin 1988. Il décroît ensuite jusqu'à retrouver des valeurs proches de zéro à la fin 1989. L'indice SSTA dans NINO3 présente là encore une opposition de phase avec la SOI. De même que précédemment, les anomalies thermiques progressent de façon très nette autour de la position moyenne de la thermocline, vers l'Est à l'équateur et vers l'Ouest à 14°N. La chronologie du cycle est très semblable à celle du cycle précédent.

A l'équateur, une anomalie positive est présente à l'Ouest du bassin au début 1986 (Fig. 32). Elle progresse vers l'Est pour atteindre le bord Est au début 1987 (pic d'El Niño). De même, une anomalie négative est présente au bord Ouest dès le début 1987, et traverse le bassin d'Ouest en Est entre Novembre-Décembre 1987 et Novembre-Décembre 1988. Là encore, les "germes" d'El Niño (respectivement La Niña) sont présents dans l'océan à l'Ouest en subsurface, une année avant que les indices de surface SOI et SSTA dans NINO3 ne commencent à témoigner de l'évènement chaud (respectivement froid). On trouve encore une illustration et une précision de la théorie du build-up : l'accumulation de chaleur a lieu avant le déclenchement d'El Niño en subsurface.

A 14°N, on note encore une progression vers l'Ouest des anomalies (Fig. 33). L'anomalie négative qui quitte le bord Est début 1986 atteint le bord Ouest au début 1987. De même une anomalie positive traverse le bassin entre fin 1987 et début 1989.

On observe encore une continuité de la phase des anomalies entre l'équateur et 14°N, au bord Ouest ainsi qu'au bord Est. L'anomalie positive qui atteint le bord Ouest à la fin 1984 à 14°N (Fig.31) et qui est de plus en plus visible à l'équateur tout au long de 1985 (Fig.30) repart vers l'Est au début 1986 (Fig.32). De même l'anomalie négative qui traverse le bassin d'Est en Ouest à 14°N entre Novembre-Décembre 1985 (Fig. 31) et Novembre-Décembre 1986 (Fig. 33) gagne l'équateur (Fig. 32) d'où elle repart vers l'Est

à partir de mi-1987. Comme pour le cycle précédent, la continuité de la phase au bord Est est nette : l'anomalie positive qui atteint le bord à l'équateur au début 1987 (Fig. 32) repart vers l'Ouest en 14°N au début 1988 (Fig. 33).

Zhang et Levitus [1996] ont réalisé une étude statistique des cycles ENSO 1960-1990 en procédant à une analyse en fonctions empiriques orthogonales étendue (EEOF) sur la variabilité de la structure thermique du Pacifique tropical. Il ressort de leur étude un cycle ENSO typique, caractérisé par une progression continue des anomalies le long du circuit que nous avons présenté. Les deux cycles 1982-1985 et 1986-1989 constituent des cycles "canoniques" au sens où ils sont très semblables au cycle typique de Zhang et Levitus, tant du point de vue de la géométrie du circuit de propagation que du point de vue de la chronologie des événements. En effet, nous avons constaté que les anomalies traversaient le bassin d'un bord à l'autre en environ 1-2 ans, le temps de transfert méridien entre l'équateur et 14°N étant lui aussi d'environ un an. Ces temps de parcours conduisent à un renversement des signes des anomalies à l'échelle du bassin tous les deux ans.

Période 1990-1996 : à l'inverse de la période 1982-1989 qui peut se résumer à une alternance quasi-régulière d'événements chauds et froids, cette période est atypique au sens où elle ne présente pas d'évolution temporelle simple et organisée du système océan-atmosphère. En considérant la chronologie de l'indice SSTA dans NINO3 (Fig.3), on note un léger El Niño en 1990, immédiatement suivi d'un autre El Niño entre le début 1991 et la mi-1992. A son tour, cet événement est immédiatement suivi par un nouvel El Niño pendant l'année 1993. Les années 1994 à 1996 consistent en une alternance d'un événement légèrement chaud (de mi-1994 à début 1995) et d'un événement froid (jusqu'à la fin de la période d'étude). L'indice SOI reste en quasi-permanence dans les valeurs négatives (de la mi-1990 à la fin 1995) mais présente des maxima relatifs correspondant aux minima de SSTA dans NINO3. Ses variations sont encore une fois en opposition de phase avec celles de SSTA dans NINO3.

A l'équateur, l'anomalie positive qui a quitté le bord Ouest en 1989 (Fig. 32) s'étire d'un bord à l'autre tout au long de 1990 et jusqu'à la mi-1991 (Fig.34), sans réelle progression apparente vers l'Est ; elle ne quitte le bord Ouest qu'à la fin 1991. En Mars-Avril 1992 (maximum de SSTA dans NINO3), elle est très nettement visible dans toute la moitié Est du bassin puis, brusquement, disparaît dans sa quasi-totalité dans la partie Est. Il ne reste en effet en Juillet-Août 1992 qu'une zone de faibles anomalies positives, localisée au centre-Est du bassin entre 140°W et 110°W. L'interprétation des anomalies de cette zone est délicate étant donné qu'elle est entièrement située dans une région où l'erreur est forte. A la fin 1991, une anomalie négative apparaît en subsurface à l'Ouest. Elle y reste jusqu'à la fin 1993, sans progression spatiale. De Mars-Avril à Juillet-Août 1993 (maximum de SSTA dans NINO3), une anomalie chaude s'étend à l'Est et au centre du bassin. Du fait de l'erreur forte entre 140°W et 110°W, l'origine de cette anomalie est difficile à déterminer. Nous retrouvons une confirmation de l'absence de build-up à cette date : l'anomalie de température est négative dans toute la partie Ouest depuis plus d'un an. De la fin 1993 à la fin 1994, on n'observe toujours pas de progression organisée des anomalies (Fig. 34-35). Il faut attendre le début 1995 pour que l'anomalie négative présente au bord Ouest traverse le bassin et atteigne le bord Est en 1996 (La Niña) en 1,5 ans environ en conformité avec ce que l'on a observé tout au long de la période précédant La Niña de 1988-89.

A 14°N, dès Mars-Avril 1990, on note la présence de deux zones d'anomalies négatives, l'une dans la moitié Ouest du bassin et l'autre dans la moitié Est (Fig. 36). Cette situation ne s'était pas présentée au cours des deux "cycles" ENSO précédents. De même qu'à l'équateur, la situation n'évolue guère jusqu'à la fin 1991. L'arrivée au bord Est de l'anomalie positive à l'équateur (Fig. 34) n'apparaît que faiblement à 14°N, à l'extrême Est du bassin, à partir de Novembre-Décembre 1991. En Mars-Avril 1992, les deux zones d'anomalies froides ont disparu et le bassin – tout du moins aux longitudes bien documentées – connaît une structure thermique proche de la moyenne climatologique. L'anomalie positive qui apparaît à la mi-1992 au centre-Est du bassin est peut-être à considérer comme une extension de l'anomalie présente à l'extrême Est ;

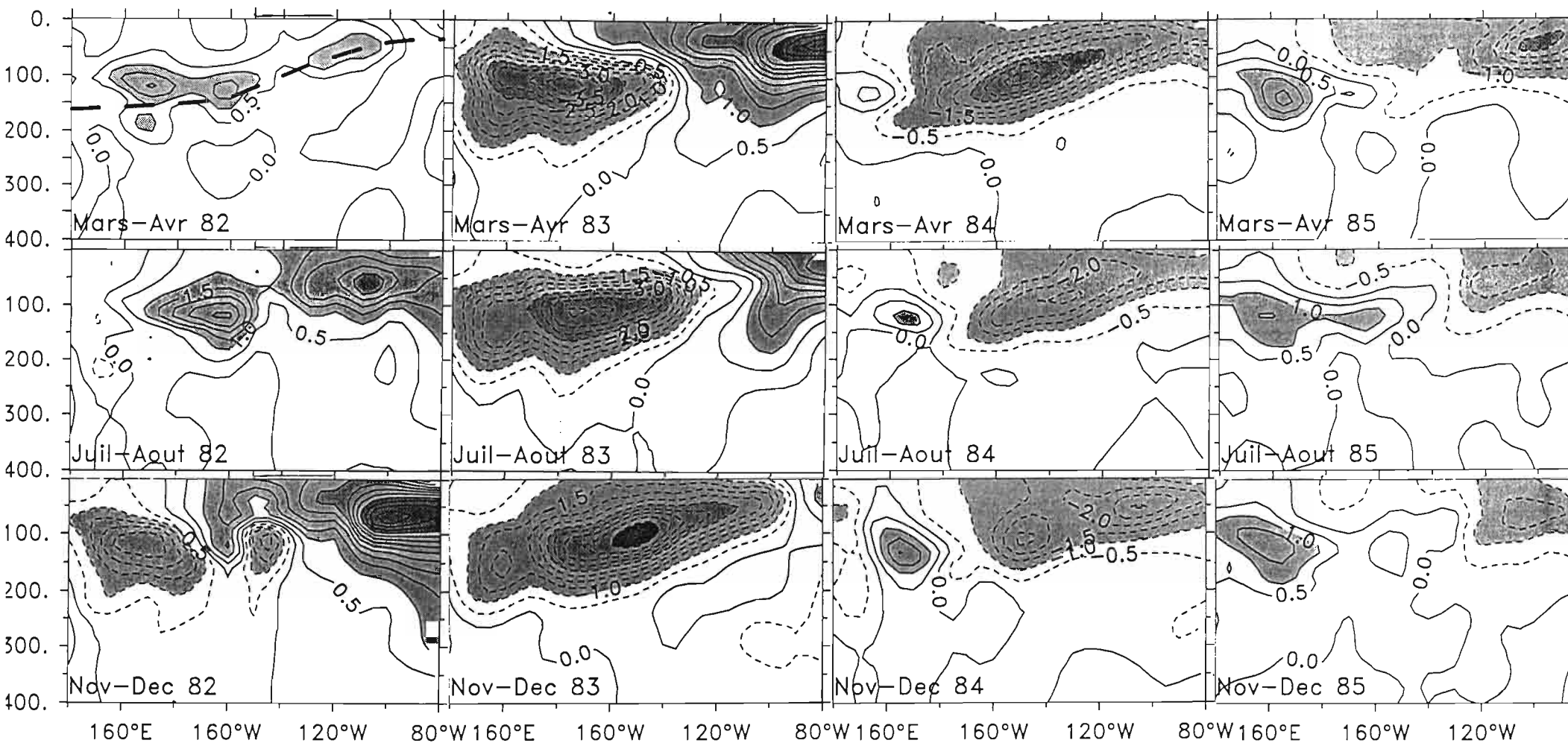


Fig. 30. Chronologie des variations (longitude-profondeur) du champ d'anomalies de température à l'équateur pour la période 1982-1985. Les isocontours sont représentés tous les 0.5°C . Les valeurs négatives sont en pointillés. Les anomalies n'appartenant pas à l'intervalle $[-0.5 ; 0.5]$ sont représentées en gris. Les longitudes pour lesquelles l'erreur est supérieure à 0,7 sont matérialisées en rouge sur le bord supérieur de chaque figure. On a superposé aux isocontours la position climatologique de l'isotherme 20°C en pointillés sur la première figure.

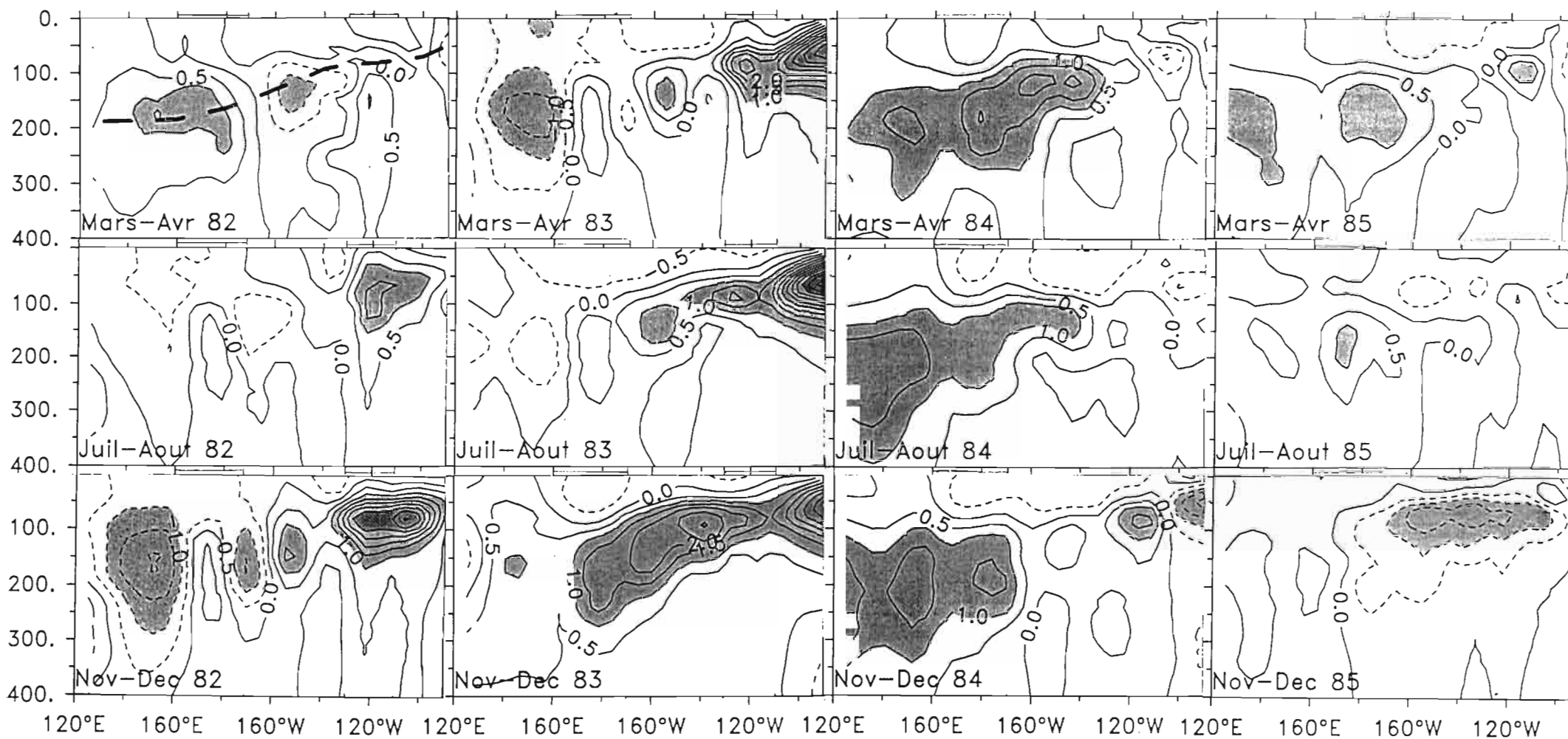


Fig. 31. Chronologie des variations (longitude-profondeur) du champ d'anomalies de température à 14°N pour la période 1982-1985. Les isocontours sont représentés tous les 0.5°C. Les valeurs négatives sont en pointillés. Les anomalies n'appartenant pas à l'intervalle $[-0,5 ; 0,5]$ sont représentées en gris. Les longitudes pour lesquelles l'erreur est supérieure à 0,7 sont matérialisées en rouge sur le bord supérieur de chaque figure. On a superposé aux isocontours la position climatologique de l'isotherme 20°C en pointillés sur la première figure.

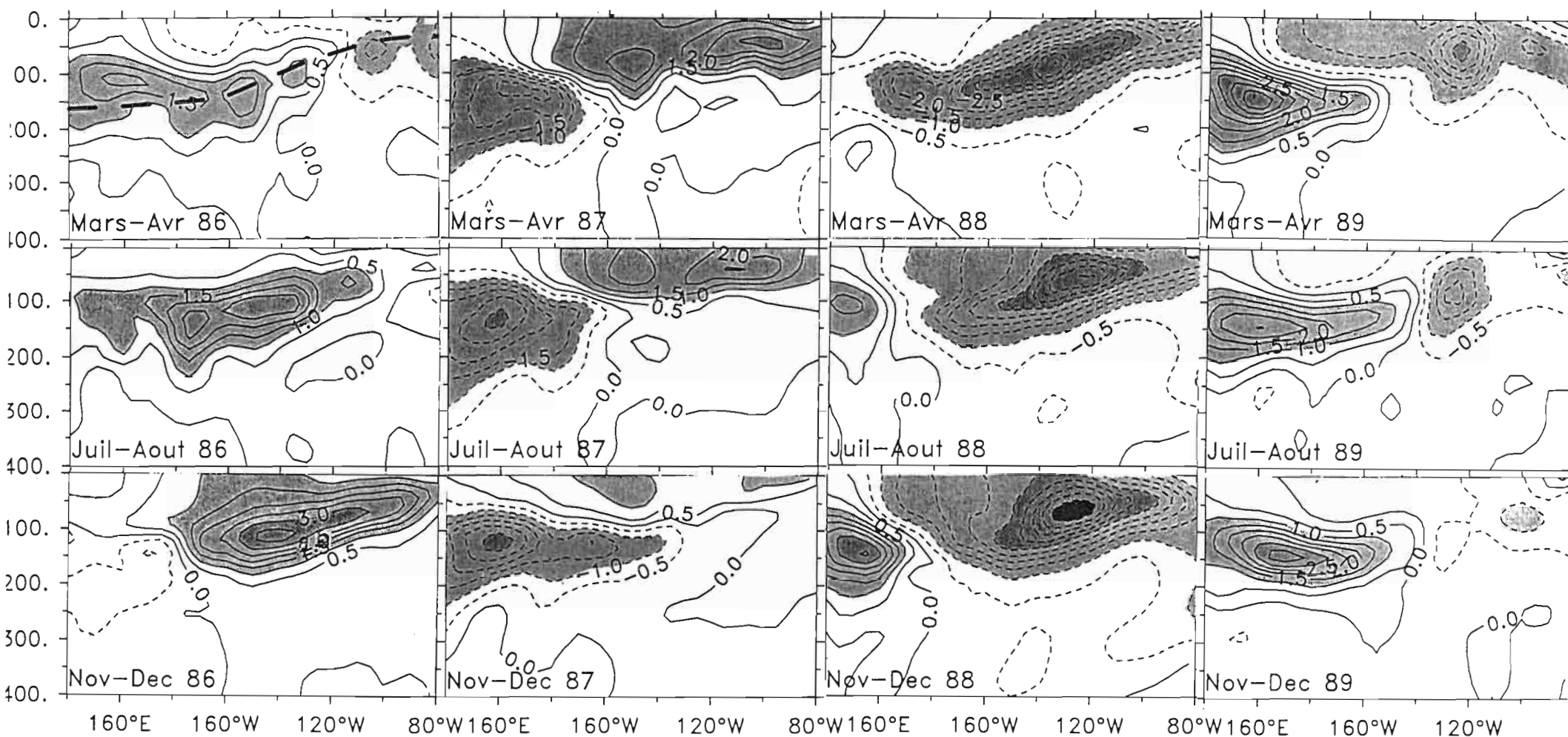


Fig. 32. Chronologie des variations (longitude-profondeur) du champ d'anomalies de température à l'équateur pour la période 1986-1989. Les isocontours sont représentés tous les 0.5°C. Les valeurs négatives sont en pointillés. Les anomalies n'appartenant pas à l'intervalle $[-0,5 ; 0,5]$ sont représentées en gris. Les longitudes pour lesquelles l'erreur est supérieure à 0,7 sont matérialisées en rouge sur le bord supérieur de chaque figure. On a superposé aux isocontours la position climatologique de l'isotherme 20°C en pointillés sur la première figure.

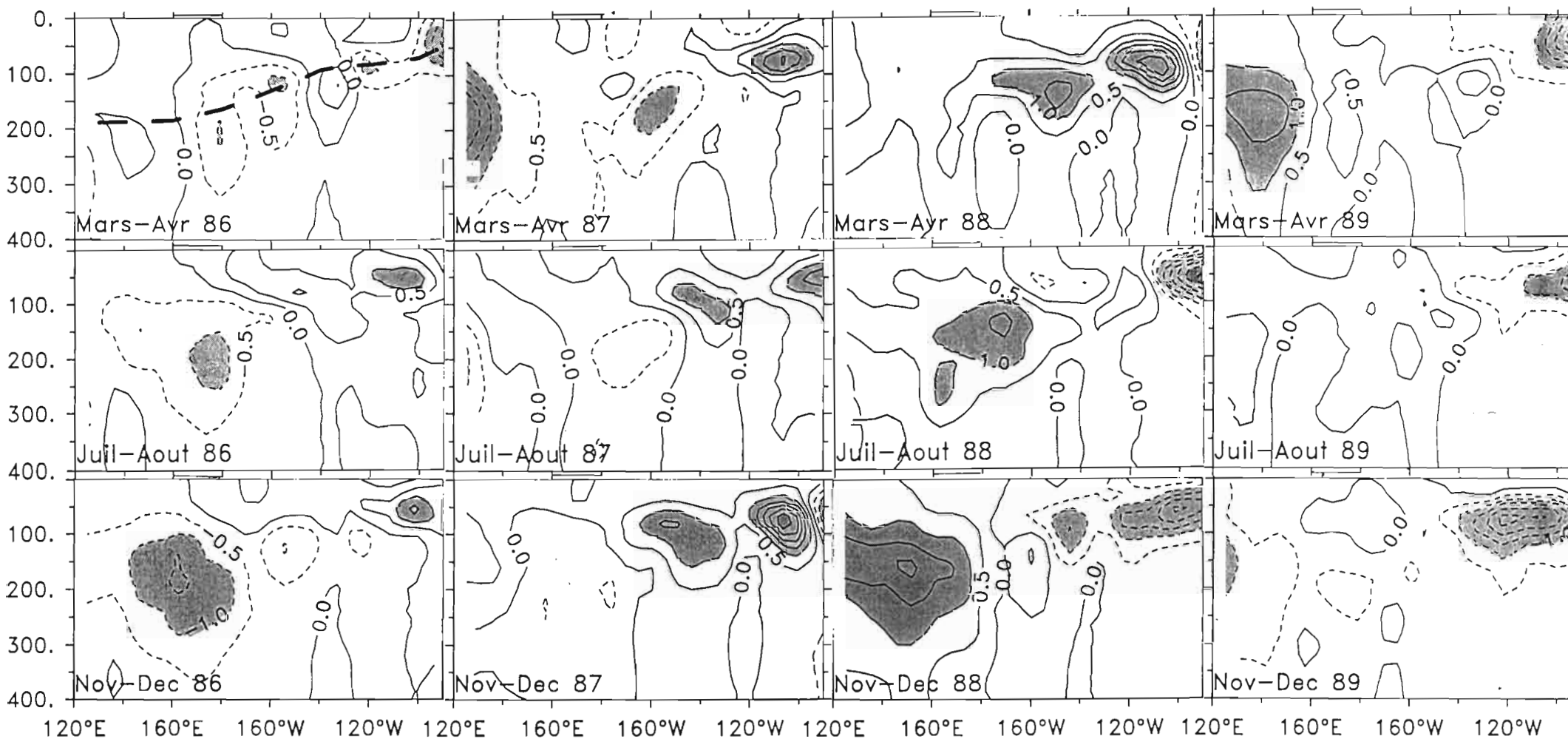


Fig. 33. Chronologie des variations (longitude-profondeur) du champ d'anomalies de température à 14°N pour la période 1986-1989. Les isocontours sont représentés tous les 0.5°C. Les valeurs négatives sont en pointillés. Les anomalies n'appartenant pas à l'intervalle $[-0,5 ; 0,5]$ sont représentées en gris. Les longitudes pour lesquelles l'erreur est supérieure à 0,7 sont matérialisées en rouge sur le bord supérieur de chaque figure. On a superposé aux isocontours la position climatologique de l'isotherme 20°C en pointillés sur la première figure.

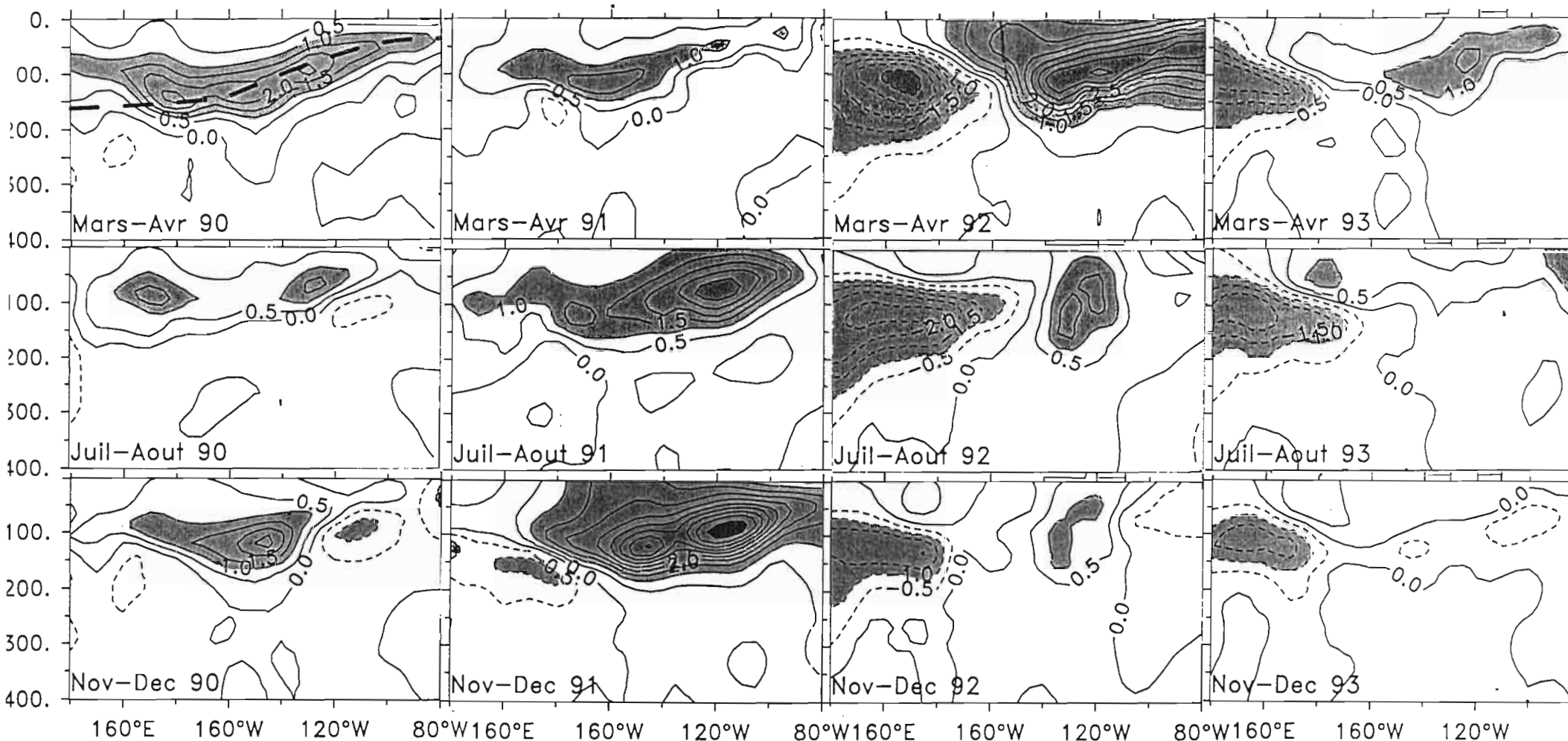


Fig. 34. Chronologie des variations (longitude-profondeur) du champ d'anomalies de température à l'équateur pour la période 1990-1993. Les isocontours sont représentés tous les 0.5°C. Les valeurs négatives sont en pointillés. Les anomalies n'appartenant pas à l'intervalle $[-0,5 ; 0,5]$ sont représentées en gris. Les longitudes pour lesquelles l'erreur est supérieure à 0,7 sont matérialisées en rouge sur le bord supérieur de chaque figure. On a superposé aux isocontours la position climatologique de l'isotherme 20°C en pointillés sur la première figure.

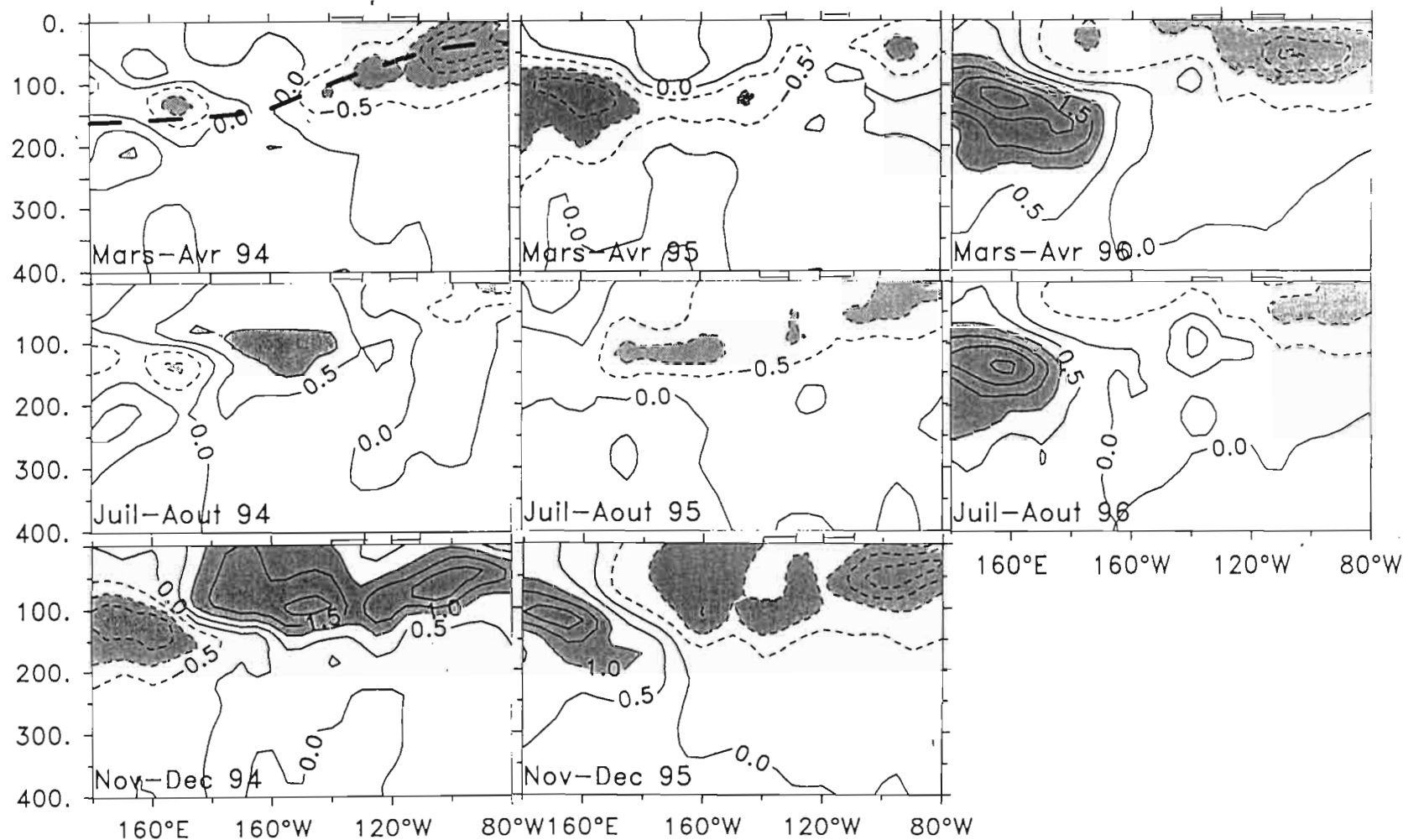


Fig. 35. Chronologie des variations (longitude-profondeur) du champ d'anomalies de température à l'équateur pour la période 1994-1996. Les isocontours sont représentés tous les 0,5°C. Les valeurs négatives sont en pointillés. Les anomalies n'appartenant pas à l'intervalle $[-0,5 ; 0,5]$ sont représentées en gris. Les longitudes pour lesquelles l'erreur est supérieure à 0,7 sont matérialisées en rouge sur le bord supérieur de chaque figure. On a superposé aux isocontours la position climatologique de l'isotherme 20°C en pointillés sur la première figure.

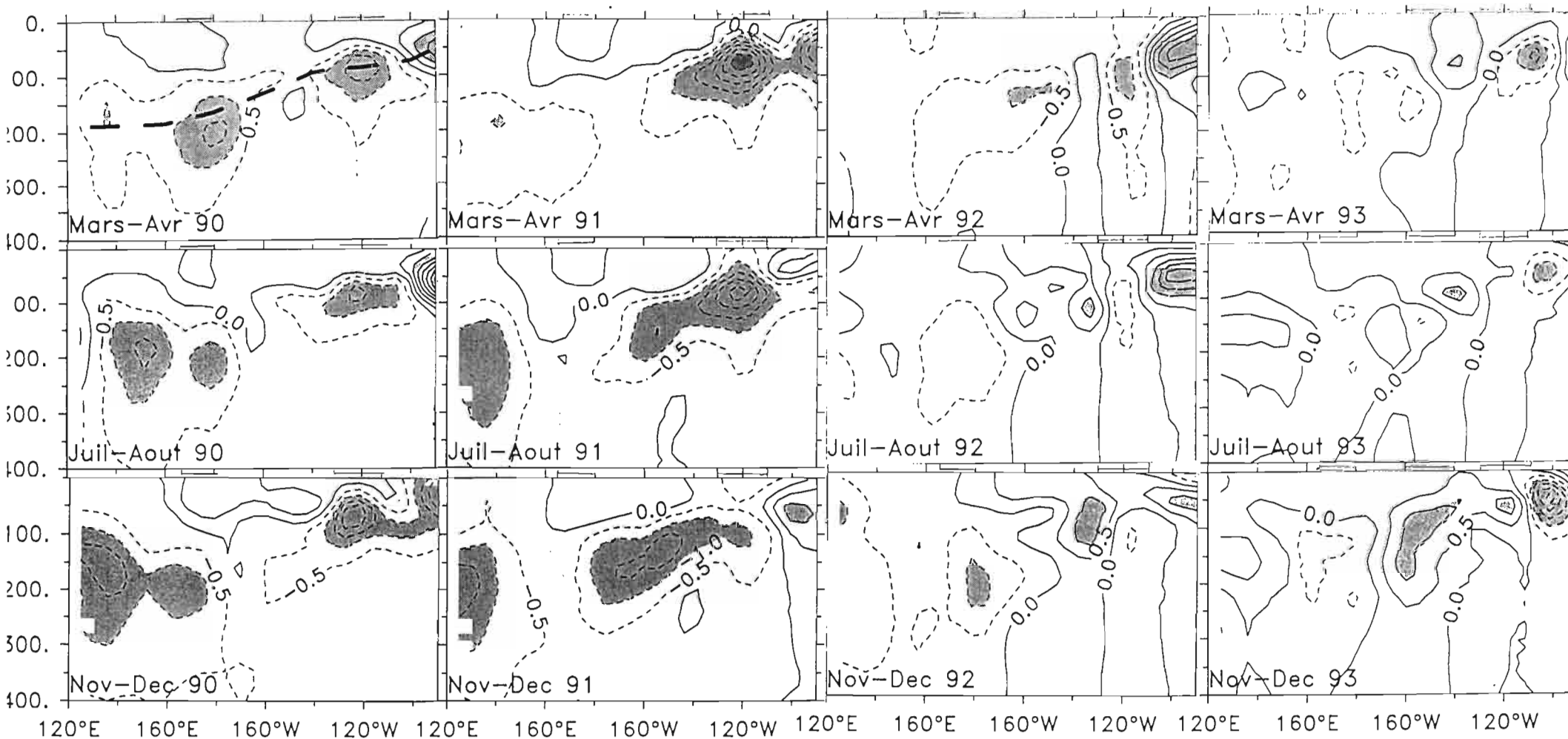


Fig. 36. Chronologie des variations (longitude-profondeur) du champ d'anomalies de température à 14°N pour la période 1990-1993. Les isocontours sont représentés tous les 0.5°C. Les valeurs négatives sont en pointillés. Les anomalies n'appartenant pas à l'intervalle $[-0,5 ; 0,5]$ sont représentées en gris. Les longitudes pour lesquelles l'erreur est supérieure à 0,7 sont matérialisées en rouge sur le bord supérieur de chaque figure. On a superposé aux isocontours la position climatologique de l'isotherme 20°C en pointillés sur la première figure.

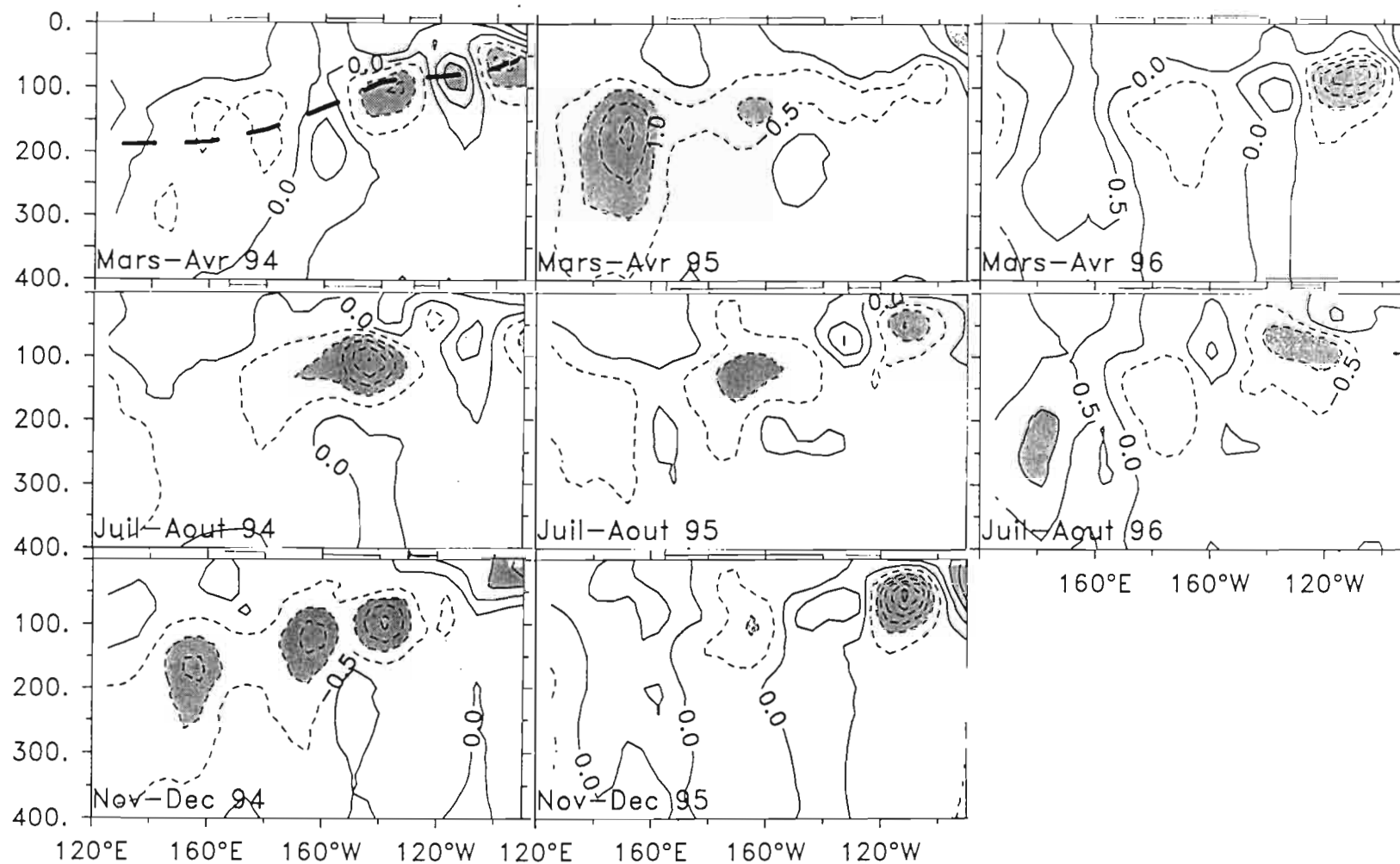


Fig. 37. Chronologie des variations (longitude-profondeur) du champ d'anomalies de température à 14°N pour la période 1994-1996. Les isocontours sont représentés tous les 0.5°C. Les valeurs négatives sont en pointillés. Les anomalies n'appartenant pas à l'intervalle $[-0,5 ; 0,5]$ sont représentées en gris. Les longitudes pour lesquelles l'erreur est supérieure à 0,7 sont matérialisées en rouge sur le bord supérieur de chaque figure. On a superposé aux isocontours la position climatologique de l'isotherme 20°C en pointillés sur la première figure.

mais la zone à forte erreur localisée entre 130°W et 110°W ne permet pas de conclure quant à la progression ou non-progression de cette anomalie. A partir du début 1993, l'étendue des zones à forte erreur rend impossible la recherche d'éventuelles progression des structures d'anomalies observées (Fig 36 et 37).

En résumé, nous observons deux cycles pour lesquels le circuit de propagation est clairement visible : le cycle El Niño 1982-1983 - La Niña 1984-1985 et le cycle El Niño 1986-1987 - La Niña 1988-1989. En revanche, au cours de la période 1990-1996, il n'est guère visible (sauf pour La Niña 1996). La période étudiée (1979-1996) recouvrant plusieurs cycles ENSO, il est intéressant de synthétiser les caractéristiques du circuit de progression des anomalies en réalisant une étude statistique du phénomène sur toute la période.

Nous venons de voir que l'échelle de temps caractéristique de la progression Est-Ouest ou Ouest-Est des anomalies est de l'ordre d'un à deux ans pour traverser le bassin d'un bord à l'autre, à l'équateur comme à 14°N , c'est-à-dire bien supérieur à notre résolution temporelle de 2 mois. Nous avons effectué un calcul de corrélations avec retard sur le champ d'anomalie de température, dans les deux plans (longitude, profondeur) situés à l'équateur et en 14°N . Pour chacune des deux latitudes, on procède de la façon suivante : on commence par fixer un point de référence, que l'on choisit dans une zone de fort signal interannuel et en amont du circuit, au vu de ce que l'on a observé sur les cycles individuels. En raison du rapport signal/bruit, nous avons constaté que le calcul de corrélation de phase n'a de sens que sur des signaux d'amplitude suffisamment importante. On ne considère donc que la région des plans (longitude-profondeur) où le signal interannuel est sensible, soit avec un écart-type interannuel supérieur à 0,5. Pour chacun des points de cette région, on calcule le retard correspondant à la valeur maximale du coefficient de corrélation entre le signal de chacun de ces points et le signal au point de référence. Les endroits où on observera de fortes corrélations seront

des endroits de "passage" des anomalies ; quant aux retards associés, ils vont nous permettre de caractériser la progression dans le temps.

A l'équateur, l'essentiel du signal interannuel est cantonné dans une bande qui s'étire le long de la thermocline, de la subsurface à l'Ouest à la surface à l'Est (Fig. 38 ; noter que la figure 38 est identique à la Fig. 24, elle est répétée ici pour faciliter la discussion). Le point de référence a été choisi à l'Ouest du bassin (160°E) en subsurface (120m). La figure 39 présente les valeurs du maximum de coefficient de corrélation avec retard. Les fortes valeurs (typiquement : supérieures à 0,5) s'étendent de la subsurface à l'Ouest du bassin à la surface à l'Est, figurant ainsi la progression des anomalies de température. On a représenté les isolignes du retard correspondant à cette corrélation sur la figure 40. La progression que nous venons de mettre en évidence traverse les isolignes dans le sens des valeurs croissantes du retard, depuis le retard nul autour du point de référence jusqu'à un retard de l'ordre de 7 à 8 bimois à l'extrême Est du bassin. Les isolignes régulièrement espacées témoignent d'une vitesse de progression des anomalies relativement uniforme.

A 14°N, la zone de forte variabilité interannuelle s'étire également autour de la thermocline, de la surface à l'Est à la subsurface à l'Ouest (Fig. 41). Nous avons placé notre point de référence à (100°W,70m). Les coefficients maxima de corrélation avec retard sont représentées sur la figure 42. De même qu'à l'équateur, on observe encore que les fortes corrélations (supérieures à 0,5) sont visibles tout le long de la bande de forte variabilité, jusqu'au bord Ouest du bassin où on note des valeurs supérieures à 0,7 autour de (140°E,200m). Ceci atteste de la progression des anomalies d'un bord à l'autre le long de cette trajectoire. Les valeurs correspondantes du retard (Fig. 43) mettent également en évidence une progression relativement continue des anomalies de la surface à l'Est à la subsurface à l'Ouest. Les isolignes sont légèrement plus resserrées au centre-Est du bassin qu'à l'extrême Est ou que dans le centre, ce qui pourrait témoigner d'une vitesse de progression légèrement inférieure au centre-Est.

Nous avons vu que sur la période 1979-1996 certains années incluant des cycles ENSO étaient consistantes avec le concept du circuit (1982-1985 et 1986-1989), et que d'autres ne l'étaient pas (tous les événements El Niño entre 1990 et 1995). L'étude de corrélation que nous venons de présenter met en évidence que globalement le signal présente une bonne consistance avec le concept du circuit, tout au moins dans ses branches zonales. Les résultats sont en accord avec les études précédentes du point de vue de la progression spatio-temporelle des anomalies (à l'équateur : de la subsurface à l'Ouest à la surface à l'Est ; à 14°N : de la surface à l'Est à la subsurface à l'Ouest). Ils sont également en accord du point de vue des temps de parcours des anomalies (typiquement, 1-2 ans pour traverser le bassin d'un bord à l'autre, à l'équateur comme à 14°N). De plus, du fait de notre échantillonnage temporel à deux mois, nos résultats nous permettent de préciser la chronologie du phénomène avec la donnée d'une évolution espace-temps caractéristique des anomalies au cours de leur progression aux latitudes équatoriales et extra-équatoriales.

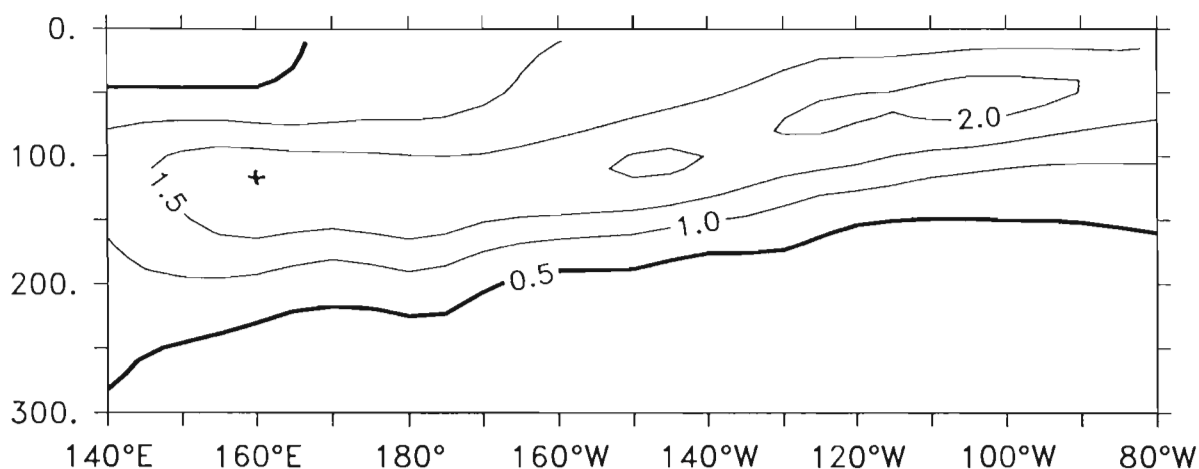


Fig. 38. Distribution spatiale de l'écart-type de l'anomalie interannuelle de température à l'équateur (°C). Les isocontours sont représentés tous les 0,5°C. L'isocontour 0,5°C est représenté en trait gras. On a matérialisé le point de référence de l'étude (160°E,120m) par le signe +.

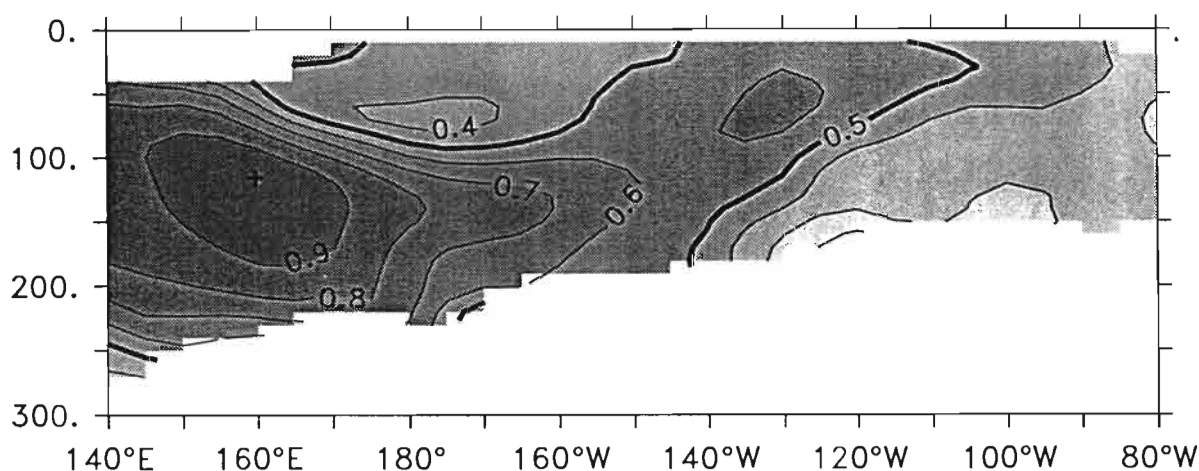


Fig. 39. Distribution spatiale du maximum de coefficient de corrélation avec retard entre l'anomalie interannuelle de température au point de référence et l'anomalie au point courant, à l'équateur. Les isocontours sont représentés tous les 0,1. L'isocontour 0,5 est représenté en trait gras. On a matérialisé le point de référence de l'étude (160°E,120m) par le signe +.

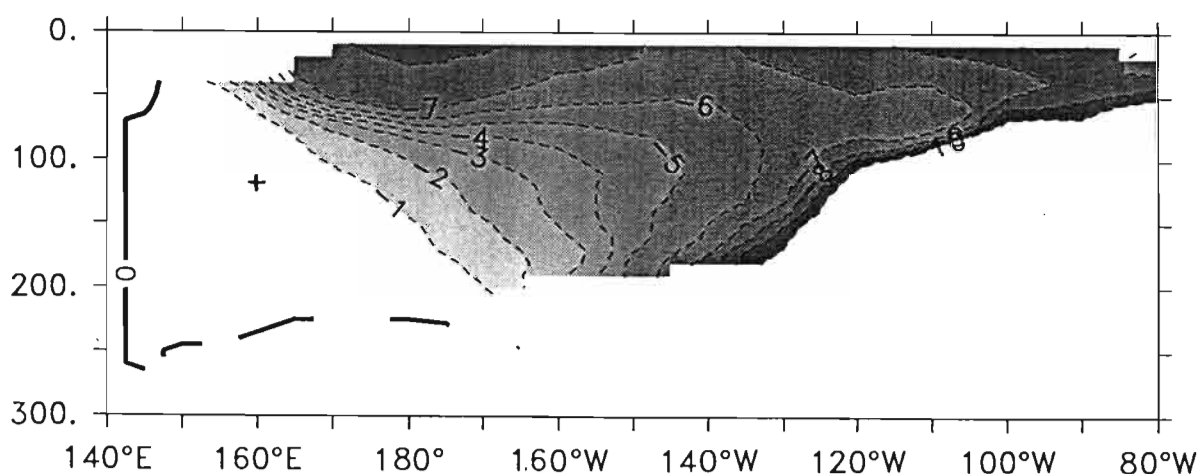


Fig. 40. Distribution spatiale du retard correspondant au maximum de corrélation à l'équateur de la figure 39 (en bimois). Les valeurs négatives correspondent à des retards par rapport au signal de référence. On a matérialisé le point de référence de l'étude (160°E,120m) par le signe +.

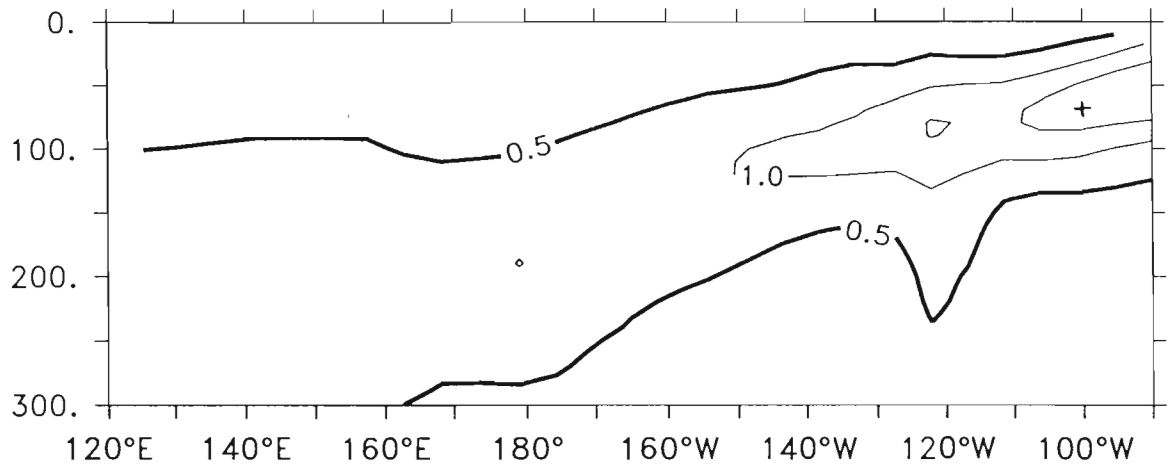


Fig. 41. Distribution spatiale de l'écart-type de l'anomalie interannuelle de température à 14°N (°C). Les isocontours sont représentés tous les 0,5°C. L'isocontour 0,5°C est représenté en trait gras. On a matérialisé le point de référence de l'étude (100°W,70m) par le signe +.

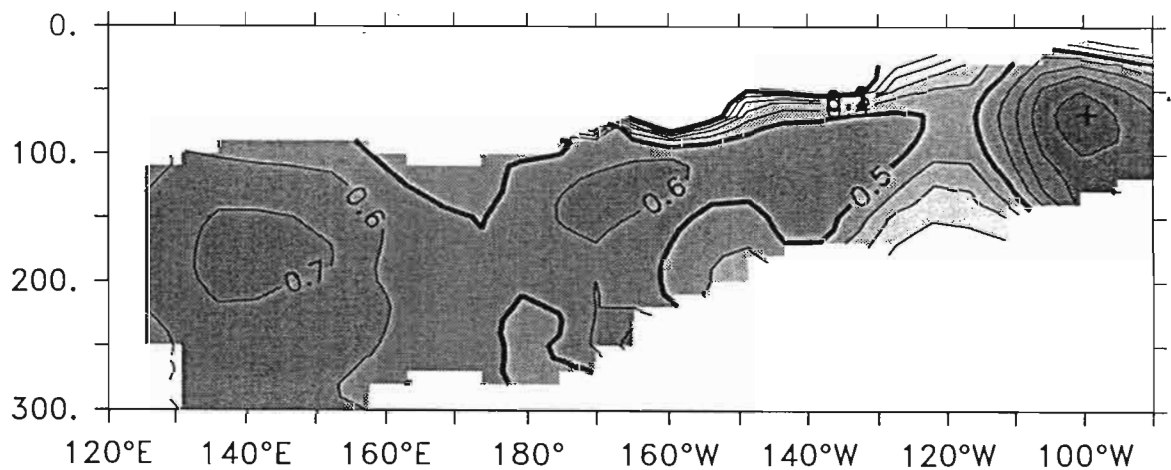


Fig. 42. Distribution spatiale du maximum de coefficient de corrélation avec retard entre l'anomalie interannuelle de température au point de référence et l'anomalie au point courant, à 14°N. Les isocontours sont représentés tous les 0,1. L'isocontour 0,5 est représenté en trait gras. On a matérialisé le point de référence de l'étude (100°W,70m) par le signe +.

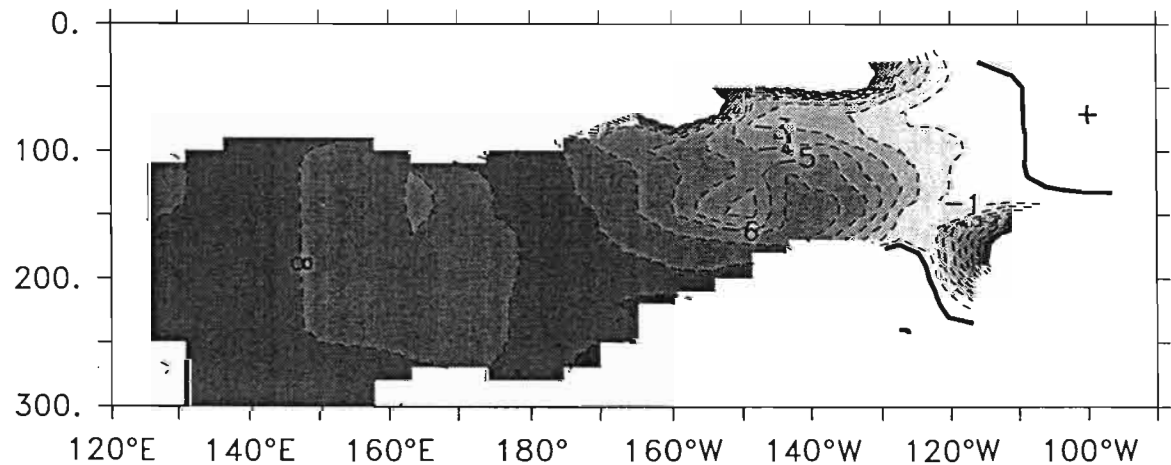


Fig. 43. Distribution spatiale du retard correspondant au maximum de corrélation à 14°N de la figure 42 (en bimois). Les valeurs négatives correspondent à des retards par rapport au signal de référence. On a matérialisé le point de référence de l'étude (100°W,70m) par le signe +.

VI. CONCLUSION

A l'échelle interannuelle, la variabilité climatique du Pacifique tropical est caractérisée par le signal ENSO. Ce phénomène est lourd de conséquences du point de vue socio-économique. Il a fait l'objet de programmes d'étude internationaux : le programme TOGA de 1985 à 1994 et le programme CLIVAR/GOALS depuis 1995. Au niveau national, cet effort de recherche s'insère dans le cadre du Programme National d'Etude de la Dynamique du Climat (PNEDC). L'ORSTOM est impliqué dans cette dynamique par l'unité de recherche n°61 (Variabilité Climatique Tropicale et Impacts Régionaux) du département Ressources et Développement. En effet, l'U.R. met en œuvre trois opérations de recherche à l'intérieur du programme ECOPA (Etude Climatique des Océans Pacifique et Atlantique tropicaux) : une opération de recherche fondamentale sur les mécanismes d'ENSO, dans laquelle s'insère ce stage ; un volet d'étude plus appliquée, sur les impacts d'ENSO au niveau de l'environnement régional ; un volet plus spécifiquement dédié à la compréhension des mécanismes qui régissent le réservoir d'eaux chaudes de l'Ouest. Il existe en plus une action transversale de développement, d'exploitation et de maintenance de réseaux d'observations qui contribue largement à constituer la base nécessaire aux travaux de recherche. Ce stage a été réalisé au sein de l'équipe SURTROPAC (SURveillance TRansOcéanique du PACifique) du centre ORSTOM de Nouméa (Nouvelle-Calédonie).

Les objectifs de ce stage sont de décrire et d'analyser la variabilité de la structure thermique du Pacifique tropical au cours de la période 1979-1996. Il se fonde principalement sur les données XBT, ainsi que sur les données issues des mouillages TAO et des mesures CTD de nombreuses campagnes océanographiques. Toutes ces données ont subi un traitement par analyse objective, ce qui nous a permis de disposer d'une grille régulière de valeurs et d'erreur associée. Nous avons extrait et décrit successivement la moyenne climatologique de la structure thermique et la variabilité du système autour de cet état moyen, à la fois pour le signal saisonnier et pour le signal interannuel ENSO). La prise en compte du signal saisonnier préalablement à l'étude des

variations basse fréquence se justifie par le fait que dans certaines régions, l'écart-type associé à ce signal s'élève à plus de 50% de l'écart-type du signal total. Nous ne revenons pas dans cette section sur les principales conclusions obtenues sur l'étude du cycle saisonnier.

En ce qui concerne le signal interannuel, les écarts-type associés sont les plus importants dans la bande équatoriale, en surface à l'Est et en subsurface à l'Ouest. Cela reflète le fait que les anomalies thermiques sont essentiellement liées à la profondeur de la thermocline qui est inclinée d'Est en Ouest. Nous avons confronté nos observations aux théories d'ENSO existantes, dans la mesure où la couverture spatiale et la résolution temporelle de nos observations nous le permettaient.

Ainsi, la théorie du build-up [Wyrski, 1975, 1985] consiste schématiquement en une accumulation de chaleur El Niño à l'Ouest du Pacifique équatorial pendant la période précédant l'évènement chaud et une relâche lors de son déclenchement. Nous avons démontré que cette théorie était consistante avec les El Niño de 1982-1983 et 1986-1987, mais qu'elle était prise nettement en défaut lors d'El Niño 1993 où l'évènement chaud se produit alors que le réservoir de chaleur à l'Ouest est largement déficitaire.

La théorie de l'oscillateur retardé [Schopf et Suarez, 1988 ; Battisti, 1988] et le concept advectif-réflexif [Picaut et Delcroix, 1995 ; Picaut *et al.*, 1996, 1997] mettent en jeu les ondes équatoriales et leurs réflexions aux bords Est et Ouest. Notre pas de temps de 2 mois ne nous a pas permis de visualiser les ondes individuellement ; néanmoins, la distribution spatiale de l'écart-type interannuel de contenu thermique présente une structure consistante avec la présence d'ondes équatoriales, avec un lobe le long de l'équateur dans la partie Est du bassin et deux lobes situés de part et d'autre de l'équateur à l'Ouest. Cependant, nous ne sommes pas en mesure de conclure quant à la consistance ou non de la théorie de l'oscillateur retardé avec nos observations.

Le "slow mode SST" [Neelin, 1991] met en jeu le couplage océan-atmosphère pour expliquer les variations basse fréquence de SST et ne fait pas intervenir les ondes équatoriales. Nous observons une relativement bonne consistance de nos observations

avec cette théorie uniquement à partir de 1993. Cela s'explique-t-il par le fait qu'à partir de 1993 la densité des données dont nous disposons est importante à l'équateur (avec le développement du réseau TAO) ou la théorie du slow mode SST n'est-elle réellement consistante avec les données que sur cette période 1993-1996 ? La question reste posée.

Le concept du circuit, enfin, consiste en une progression continue des anomalies de température autour de la moitié Nord du Pacifique tropical, de la subsurface à l'Ouest à la surface à l'Est. Nous avons pu confirmer les observations précédentes de ce circuit sur 1979-1990. Nous en avons précisé la structure verticale et notre résolution temporelle nous a permis de décrire plus finement la chronologie de la progression des anomalies le long du circuit. De plus, nous avons étendu la confrontation des observations à la théorie à la période 1990-1996, qui était assez mal documentée de ce point de vue. Sur cette dernière période, le concept du circuit n'est globalement pas consistant avec nos observations, sauf en 1995-1996 à l'équateur. A 14°N, le mauvais accord des données avec le concept est peut-être dû au fait que les zones à fortes erreurs y sont très étendues au cours de cette période.

A la lumière de cette étude, il apparaît qu'ENSO ne peut pas être décrit par une théorie unique parmi celles existant aujourd'hui. Il n'existe pas encore de consensus quant aux mécanismes qui régissent le phénomène. Avec le développement des réseaux d'observations et des modèles numériques avec ou sans assimilation de données, ENSO est de mieux en mieux décrit et une critique constructive de chaque théorie peut être formulée. Ainsi, Wyrski a fondé sa théorie du build-up sur des données de marégraphes cantonnés pour l'essentiel dans la moitié Ouest du bassin. On sait aujourd'hui qu'ils n'échantillonnaient qu'une partie du mouvement des anomalies thermiques. La théorie de l'oscillateur retardé a permis de prédire certains cycles ENSO mais pas tous [Cane *et al.*, 1986]. Une partie de la physique qui régit ENSO est donc absente de la théorie. Le concept advectif-réfectif est actuellement en discussion, les réflexions aux bords Est et Ouest n'étant pas visibles sur tous les jeux de données disponibles, en particulier avec l'altimétrie [Delcroix *et al.*, 1994 ; Boulanger et Menkes, 1995]. La théorie du "slow mode SST" serait un cas particulier de la théorie de l'oscillateur retardé [Ji *et al.*, 199].

Toutefois, cette théorie ne met en jeu que la couche de surface pour véhiculer les anomalies thermiques. Or nous avons clairement observé des progressions en subsurface (à l'Ouest) et dans ces zones où la thermocline est profonde, il n'existe guère de relation entre la température de surface et la structure en subsurface. Le concept d'un circuit de progression des anomalies autour du Pacifique tropical Nord n'est pas nouveau. McCreary [1983] se fonde sur un modèle pour mettre en évidence l'importance des ondes de Rossby extra-équatoriales (au-delà de 10° de latitude) dans le cycle ENSO. Ces idées ont été reprises par la suite par White *et al.* [1985], Graham et White [1988]. Battisti [1989] présente un modèle couplé océan-atmosphère qui reproduit la propagation extra-équatoriale liée à ENSO mais il montre que la propagation en dehors de la bande équatoriale joue un rôle passif dans le cycle ENSO. Il conclut donc que la branche extra-équatoriale du circuit est passive dans le cycle. Kessler [1990], Zhang et Levitus [1996, 1997] se fondent sur des observations pour mettre en évidence la continuité de la propagation le long du circuit, mais ne concluent pas quant à la dynamique de ce circuit. Zhang *et al.* [1996, papier soumis] proposent un mécanisme physique qui relierait les variations de température à la surface et celles en subsurface à l'Ouest. La question reste ouverte et de nombreuses interrogations demeurent. Tout d'abord, pourquoi cette boucle de progression des anomalies n'est-elle pas visible dans l'hémisphère Sud ? De même, est-ce à cause du manque de données que nous ne l'avons pas observée à 14°N à partir de 1993 ? S'étend-elle à des latitudes plus élevées ? La progression des anomalies que nous avons observée le long du circuit est-elle liée à un transfert de masse et/ou de chaleur méridiens entre les latitudes équatoriales et extra-équatoriales ? Il pourrait être judicieux de considérer les données altimétriques satellitaires et/ou des sorties de modèles pour répondre à ce type de question car elles échantillonnent tout le bassin de façon régulière dans l'espace et dans le temps.

BIBLIOGRAPHIE

- Battisti, D. S., Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model, *J. Atmos. Sc.*, 45, 2889-2919, 1988.
- Boulanger J. P. et C. Menkes, 1995. Propagation and reflection of long equatorial waves in the Pacific ocean during the 1992-1993 El Niño. *J. Geophys. Res.*, 100, 25041-25059.
- Cane, M., and E. Sarachik, The response of a linear baroclinic equatorial ocean to periodic forcing, *J. Mar. Res.*, 39, 651-693, 1981.
- Cane, M., S.E. Zebiak and S. Dolan, Experimental forecasts of El Niño, *Nature*, 321, 827, 1986.
- Delcroix T. et C. Hénin, Observations of the equatorial intermediate current in the western Pacific ocean (165°E). *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 363-366, 1988
- Delcroix, T., J-P. Boulanger, F. Masia, et C. Menkes, GEOSAT-derived sea-level and surface-current anomalies in the equatorial Pacific, during the 1986-89 El Niño and La Niña. *J. Geophys. Res.*, 99, 25,093-25,107, 1994.
- Delcroix, T., Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical pacific at seasonal and ENSO time scales : a tentative overview, *J. Geophys. Res.*, sous presse, 1998.
- Donguy, J.R., et C. Hénin, Relations entre les précipitations et la salinité de surface dans l'océan Pacifique tropical sud-ouest basées sur un échantillonnage de surface de 1956 à 1973, *An. Hydrogr.*, 4, 53-59, 1976.
- Fu L-L., C. J. Koblinsky, J-F. Minster et J. Picaut. Reflecting on the first three years of TOPEX/Poseidon. *Eos*, 12, 109-117, 1996.
- Gill, A. E., Some simple solutions for the heat-induced tropical circulation, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 106, 447-462, 1980.
- Gill, A.E., "Atmosphere-Ocean Dynamics." Academic Press, New York, 1982.
- Hayes, S., L. Mangum, J. Picaut, A. Sumi, et K. Takeuchi, TOGA-TAO: a moored array for real time measurements in the tropical Pacific, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 72, 339-347, 1991.
- Ji, M., A. Leetmaa et V.E. Kousky, Coupled model forecasts of ENSO during the 1980s and 1990s at the National Meteorological Center. *J. Climate*, 9, sous presse, 1996.
- Kessler, W., et B. Taft, Dynamic heights and zonal geostrophic transports in the central tropical Pacific during 1979-84, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 97-122, 1987.
- Kessler, W., Observations of long Rossby waves in the Northern tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 95, 5183-5217, 1990.
- Kessler, W., et M. J. McPhaden, Oceanic equatorial waves and the 1991-93 El Niño, *J. Climate*, 8, 1757-1774, 1995
- Latif, M, et M. Flügel, An investigation of short-range climate predictability in the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 96, 2661-2673, 1991.

- Levitus S., T. P. Boyer, J. Antonov, World Ocean Atlas, Volume 5, Interannual Variability of Upper Ocean Thermal Structure. *NOAA Atlas NESDIS 5*, U.S. Govt. Print. Off., Washington, D.C., 176 pages, 1994.
- Lukas, R., et E. Firing, The annual Rossby wave in the Central Equatorial Pacific ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 55-67, 1985.
- McCreary, J.P., A model of the tropical ocean-atmosphere interactions, *Mon. Weather Rev.*, 111, 370-387, 1983.
- McPhaden, M., TOGA-TAO and the 1991-93 El Niño Southern Oscillation event, *Oceanography*, 6, 36-44, 1993.
- Meyers, G., Annual variation in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 885-891, 1979.
- Meyers G., H. Phillips, N. Smith, et J. Sprintall, Space and time scales for optimal interpolation of temperature - tropical Pacific ocean. *Progr. Oceanogr.*, 28, 189-218, 1991.
- Neelin, J. D., The slow sea surface temperature mode and the fast-wave limit: analytic theory for tropical interannual oscillations and experiments in a hybrid coupled model, *J. Atmos. Sc.*, 48, 584-606, 1991.
- Niiler, P., D. Hansen, D. Olson, P. Richardson, G. Reverdin, Y. du Penhoat, et G. Cresswell, The Pan-Pacific surface current study: lagrangian drifter measurements: 1988-1994, soumis au *J. Geophys. Res.*, 1996.
- Picaut J., et T. Delcroix, Equatorial wave sequence associated with the warm pool displacement during the 1986-1989 El Niño and La Niña. *J. Geophys. Res.*, 100, 18398-18408, 1995.
- Picaut J., M. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix et M.J. McPhaden, Mechanism of the zonal displacements of the Pacific Warm Pool, implications for ENSO. *Science*, 274, 1486-1489, 1996.
- Picaut, J., F. Masia, et Y. duPenhoat, An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO, *Science*, 277, 663-666, 1997.
- Reynolds, D., et T. Smith, Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Climate*, 7, 929-948, 1994.
- Schopf, P. S., et M. J. Suarez, Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sc.*, 45, 549-566, 1988.
- Walker G.T., Correlation in seasonal variations of weather, VIII: a preliminary study of world weather. *Mem. Indian Meteor. Dep.*, 24, 75-131, 1923.
- White W., G. Meyers, J.R. Donguy, et S. Pazan, Short-term climatic variability in the thermal structure of the Pacific Ocean during 1979-82. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 917-935, 1985.
- Wyrtki K, El Niño- the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584, 1975.
- Wyrtki, K., et G. Meyers, The trade wind field over the Pacific ocean, *J. App. Met.*, 15, 698-704, 1976.

- Wyrski, K., Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.*, 90, 7129-7132, 1985.
- Zhang, R.H., et S. Levitus, Structure and evolution of interannual variability of the tropical Pacific upper ocean temperature, *J. Geophys. Res.*, 101, 20,501-20,524, 1996.
- Zhang, R.H., S. Levitus et A.J. Busalacchi, On the role of off-equatorial subsurface anomalies in the evolution of El Niño : an ocean modeling study. Soumis au *J. Climate*, 1996.
- Zhang, R.H., et S. Levitus, Interannual variability of the coupled tropical Pacific ocean-atmosphere system associated with the El Niño - Southern Oscillation, *J. Climate*, 10, 1312-1330, 1997.

